

# **Développement de méthodes de modélisation des flux turbulents dans un environnement alpin en utilisant des réseaux de stations micrométéorologique**

Development of turbulent flux modeling strategies in Alpine environment using micrometeorological sensor networks

**Auteur: Romain Mage**

**Directeur: Prof. Marc B. Parlange**, EPFL-EFLUM

**Superviseur : Prof. Eric R. Pardyjak**, EPFL-EFLUM et Department of mechanical engineering, University of Utah, USA

**Expert: Prof. Nick v. d. Giesen**, Delft Technical University, Netherlands

*Sciences et ingénierie de l'environnement, EPFL, juin 2010*

# Abstract

---

The general spatial and temporal features associated with flow driven by the local heating and cooling of sloping terrain are well studied and the gross features of up-valley/down-valley and up-slope/down-slope wind systems are fairly well understood. However, the details associated with the impacts of spatial heterogeneity are not as well understood. In particular, the effect of spatially and temporally varying circulation patterns associated with mountainous terrain on local surface fluxes is not well understood. This report describes results from an intensive hydrological field campaign conducted during summer 2009 in the Val Ferret region of the Swiss Alps near the Grand St. Bernard pass. Data from a suite of 12 spatially distributed wireless micrometeorological surface stations (Sensorscope stations) and a comprehensive eddy flux station will be presented including measurements of the turbulent fluxes of water vapor and heat. Based on the results from the eddy flux station, two turbulent surface flux models have been developed that have been applied to the Sensorscope stations. The goal is to provide good estimations of turbulent fluxes of moisture and sensible in an Alpine environment using only simple measurements from a distributed system of wireless micrometeorological surface stations that are easily deployed in mountainous terrain and allow for easy monitoring of data. This has been done through an extension of the Penman-Monteith model. Comparison with eddy-covariance measurements indicated high level of correlation with the new model (0.97 for latent heat and 0.95 for sensible heat).

# Résumé

---

Les caractéristiques spatiales et temporelles générales associées aux circulations atmosphériques induites par des effets thermiques locaux des terrains montagneux sont bien étudiées et le comportement général des systèmes de vents diurnes de montagne (vents catabatiques et anabatiques de vallée et de pente) est globalement bien compris. Toutefois, les détails liés à l'impact de l'hétérogénéité spatiale ne sont pas aussi bien compris et étudiés, en particulier l'effet de l'hétérogénéité spatiale et temporelle des circulations associé à un relief complexe sur les flux de surface à une échelle local. Dans ce travail sont présentés des résultats issus d'une campagne hydrologique menée durant l'été 2009 dans le Val Ferret, près du col du Grand Saint-Bernard dans les Alpes suisses sont présentés. Les données issues d'un réseau de 12 stations micrométéorologiques sans fil (stations Sensorscope) ainsi que d'une station de mesure de corrélation turbulente sont présentées, incluant des mesures des flux turbulents de chaleur sensible et de chaleur latente. Sur la base des résultats, deux modèles de flux turbulents à la surface ont été développés puis appliqués aux stations Sensorscope. L'objectif est de pouvoir fournir de bonnes estimations des flux turbulents de chaleur sensible et latente ainsi que de l'évapotranspiration dans un environnement alpin en utilisant uniquement des mesures simples issues de réseaux de stations micrométéorologiques sans fil, faciles à déployer dans des terrains montagneux et permettant un suivi des mesures. Cela a été fait à travers une extension du modèle de Penman-Monteith. La comparaison avec les mesures de corrélation turbulente a indiqué un haut niveau de corrélation avec le nouveau modèle (0.97 pour la chaleur latente et 0.95 pour la chaleur sensible).

# Table des matières

---

1. introduction.....	2
2. Contexte théorique .....	4
2.1 Systèmes de vents diurnes en montagne.....	4
2.2 Flux turbulents à la surface.....	6
3. Description du site d'expérimentation et des traitements effectués.....	9
3.1 Site et instrumentation .....	9
3.2 Traitement des données.....	12
4. Modélisations des flux à la surface .....	14
5. Résultats et discussion .....	18
a. Météorologie générale et vents diurnes .....	18
b. Mesures des différents flux à la surface.....	26
c. Paramétrisations des différents modèles.....	30
d. Résultats des modèles.....	34
6. Conclusion .....	43
7. Remerciements .....	45
8. Références bibliographiques .....	46
9. Annexes .....	48
1. Critères d'exclusion des données brutes Sensorscope et problèmes d'échantillonnage .....	48
2. Calcul des différents paramètres contenus dans les modèles .....	51

# 1. introduction

---

Un des principaux buts de la recherche dans le domaine de l'hydrologie est de prévoir le comportement des cours d'eau, spécialement dans le cas des événements extrêmes afin de pouvoir se protéger contre les risques naturels liés à ces cours d'eau. Les bassins versant de (haute-) montagne sont connus pour réagir fortement aux événements météorologiques et beaucoup d'efforts sont actuellement fournis afin de pouvoir modéliser le comportement hydrologique de tels bassins. La complexité du terrain y joue un rôle primordial et produit une forte hétérogénéité spatiale des sols et de la micrométéorologie. Pour tenir compte et étudier l'influence de cette hétérogénéité spatiale, il est donc nécessaire de pouvoir collecter des données à de multiples endroits dans le bassin versant. De plus, le comportement des cours d'eau étant étroitement lié à l'état des sols et de la troposphère ainsi qu'aux différents flux à la surface provenant de l'interaction entre les deux (comme par exemple l'évapotranspiration), l'étude et la compréhension des conditions micrométéorologiques à une échelle locale est indispensable pour le développement de modèles hydrologiques de bassins versant d'altitude.

Il se développe actuellement de nouveaux réseaux d'observations micrométéorologiques plus facilement transportables et moins coûteux qu'auparavant, qui permettent un bon déploiement dans des bassins versants avec une topographie exigeante. Ces réseaux sont donc d'une grande utilité pour étudier les différents paramètres météorologiques à une échelle locale. Cependant, les mesures de flux turbulents ne peuvent pas être acquises à l'heure d'aujourd'hui à partir de ce genre d'installations qui mesurent à une trop basse fréquence d'échantillonnage. Il est donc nécessaire d'avoir recours à une instrumentation bien plus imposante, lourde et coûteuse, dont le déploiement est très limité dans ce genre de terrains.

Cette étude cherche à répondre aux trois questions suivantes liées à la compréhension du transport dans un bassin versant alpin :

1. *Quelle est l'influence de l'hétérogénéité spatiale sur la micrométéorologie dans un tel bassin versant?*
2. *De quelle intensité sont les différents flux turbulents à la surface dans un environnement alpin ?*

3. *Est-il possible de les modéliser afin de pouvoir les estimer à partir de réseaux d'observation légers et peu coûteux ?*

Pour ce faire, nous allons nous intéresser aux données issues d'une campagne hydrologique conduite durant l'été et l'automne 2009 sur le site d'expérimentation de La Fouly, situé dans un environnement alpin (Simoni, 2010). Des réseaux d'observations micrométéorologiques appelés *stations Sensorscope* (Ingelrest et al, 2010) ont été déployés à plusieurs endroits du bassin versant, fournissant des données à une échelle très locale. L'analyse de telles données nous permet d'observer l'influence de l'hétérogénéité spatiale sur différents paramètres météorologiques. Le développement de vents de pente dans un environnement montagneux est fortement conditionné par l'hétérogénéité spatiale (Whiteman, 2000). L'étude de tels régimes diurnes nous sert donc de base pour répondre à la première question formulée ci-dessus. Une installation météorologique plus lourde a été déployée au milieu du bassin versant, nous permettant de quantifier les différents flux turbulents à la surface en utilisant la méthode *eddy-covariance* (eg. Aubinet et al, 2000 ; Van Dijk et al, 2004). Enfin, basé sur les résultats de cette méthode, nous développons un modèle semi-empirique qui estime les différents flux turbulents à la surface pour ce bassin versant alpin à partir de données météorologiques simples pouvant provenir de stations micrométéorologiques légères telles que les stations *Sensorscope*, dont la méthode d'estimation est similaire à celle de Penman (1948).

Dans la section 2, nous décrivons le contexte théorique des vents diurnes se produisant dans ce genre d'environnement ainsi que les différents flux turbulents à la surface. Dans la section 3, nous décrivons brièvement le site d'expérimentation de La Fouly avec ses différentes installations de mesures. Nous y passerons aussi en revue les différents traitements de données effectués à partir des données brutes. Dans la section 4, nous posons le contexte théorique de la balance énergétique à la surface et formulons d'une manière théorique notre modèle semi-empirique. Nous présentons dans la section 5 en premier lieu l'étude des régimes de vent et la météorologie générale puis les mesures de flux à la surface, avant de développer les différentes paramétrisations du modèle et de présenter les résultats de ce dernier. Les conclusions et perspectives liées à cette étude seront données dans la section 6.

## 2. Contexte théorique

---

### 2.1 Systèmes de vents diurnes en montagne

D'une manière générale, deux types de vents sont rencontrés dans un environnement montagneux. Il y a tout d'abord le vent créé par des phénomènes de grande échelle (comme par exemple les systèmes d'anticyclones et basses pressions continentaux), qui va traverser le massif montagneux et dont la circulation va être influencée par la complexité du terrain situé en dessous (Whiteman, 2000). Le deuxième type de vent qu'on y rencontre se développe directement dans les terrains montagneux, allant d'une échelle très locale (par exemple une petite colline) jusqu'à l'échelle de grands massifs montagneux et est appelé vent diurne de montagne. Les différences de température dans le plan horizontal qui se développent quotidiennement dans les terrains complexes induisent des gradients de pression. Ces derniers, à la base des mouvements de masses d'air dans l'atmosphère, créent donc des vents proches de la surface terrestre qui vont se déplacer des zones de faible température (pressions élevées) vers des zones où la température est plus élevée (pression plus faible) (Whiteman, 2000).

On peut globalement différencier deux systèmes de vents diurnes de montagne se produisant dans un bassin versant tel que celui du site de La Fouly : le système de vent de pente et le système de vent de vallée. Le premier système est créé à partir des contrastes de température (plan horizontal) entre l'air sur les flancs de la vallée et l'air sur le centre de la vallée et le second par les contrastes de température le long de l'axe de la vallée (ou entre la vallée et la plaine adjacente). Ces systèmes de vents suivent la pente en la remontant la journée (vents anabatiques) lorsque les radiations solaires chauffent la surface et descendent le long de la pente durant la nuit (vents catabatiques) (*fig. 1*), et diffèrent donc de la convection classique. Ces vents suivent donc un cycle diurne lié à la structure thermique de la couche limite atmosphérique (*PBL*). Une phase de transition durant laquelle les directions de vents s'inversent est ainsi produite deux fois par jour (une le matin après le lever du soleil et une en fin de journée). Hunt et al. (2003) a analysé la phase de transition de fin de journée avec une expérience en laboratoire et a conclu que la transition se passe sous la forme d'un micro-front d'air froid qui coule le long de la pente en direction de la vallée en repoussant vers le haut l'air chaud ascendant, la transition s'effectuant du haut de la vallée vers le bas, c'est-à-dire en descendant la pente (*fig. 2*).

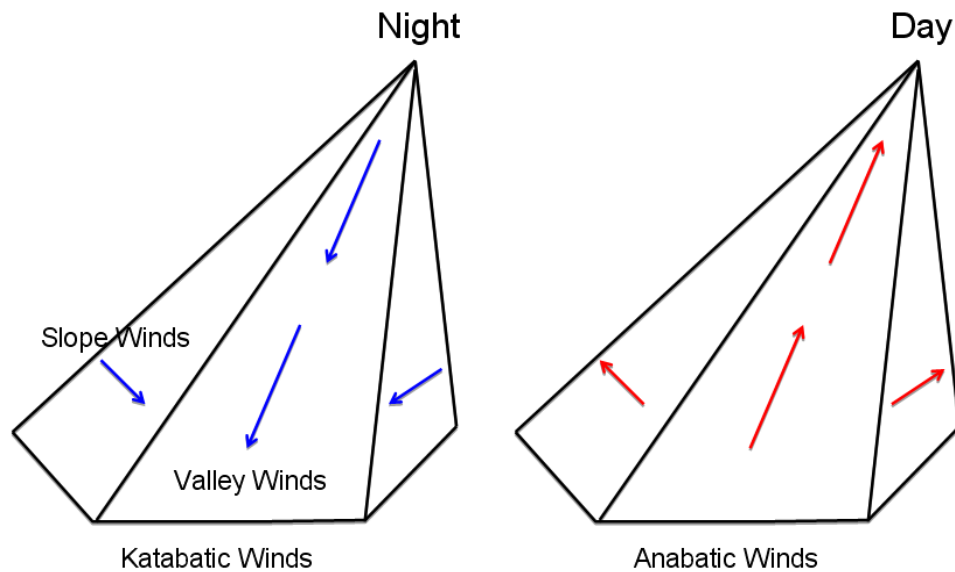


Fig. 1: Systèmes de vents diurnes rencontrés dans un environnement montagneux : vents de pente sur les flancs de la vallée et vent de vallée qui souffle au fond de cette dernière

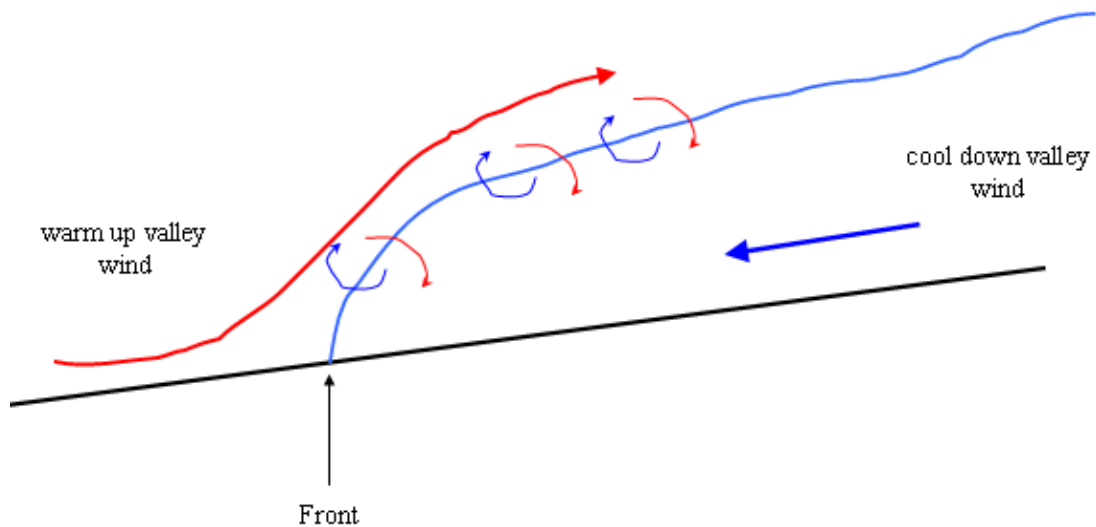


Fig. 2: Renversement de la direction du vent de vallée durant la transition de fin de journée sous la forme d'une descente d'un front froid Adapté de Hunt et al. (2003)

Les systèmes de vents diurnes de montagne sont fortement influencés par le budget énergétique à la surface qui dicte en majeure partie les différences de température dans la couche limite atmosphérique (Whiteman, 2000). Par exemple, l'intensité des vents diurnes est très forte lors d'une journée sans nuage car les radiations solaires sont maximales à la surface et ainsi plus d'énergie peut être libérée de la surface vers la couche de surface augmentant les contrastes de température. On se rend facilement compte que l'hétérogénéité spatiale que l'on rencontre dans



un environnement montagneux (inclinaisons et orientations des pentes par rapport au soleil, formes du relief et ombres projetées, mais aussi le type de surface qui va plus ou moins réfléchir l'énergie solaire) a une incidence directe sur le budget énergétique et donc aussi sur les vents diurnes. Par exemple, un versant orienté vers l'est va capter en début de matinée une quantité d'énergie solaire bien plus grande qu'un versant orienté vers l'ouest. Un vent ascendant de pente se développe ainsi plus tôt sur un versant orienté vers l'est. De plus, les différences de température de l'air entre le centre de la vallée et le flanc de la vallée sont plus importantes si ce dernier est constitué de pierriers plutôt que de prairies alpines, créant un vent de pente de plus forte intensité.

## 2.2 Flux turbulents à la surface

L'énergie disponible à la surface terrestre est à la base de la dynamique des processus météorologiques de la troposphère, en particulier de la couche limite atmosphérique. Cette énergie disponible dépend du budget radiatif à la surface, défini par la radiation nette  $R_N$  (eg. Holtslag et Van Ulden, 1983)

$$R_N = (1 - \alpha)K + L^+ - L^- \quad (1)$$

où  $K$  représente la radiation solaire incidente (ondes courtes),  $\alpha$  l'albédo de la surface (soit la fraction de la radiation incidente qui est réfléchiée par la surface vers l'atmosphère),  $L^+$  la radiation d'ondes longues provenant de l'atmosphère (dont fait partie le célèbre *effet de serre*) et  $L^-$  la radiation d'ondes longues émise par la surface.

Les différents flux sur une surface idéale, dérivés du principe de conservation de l'énergie, peuvent être exprimés par (e.g. Arya, 2001)

$$R_N = H + LE + G \quad (2)$$

où  $R_N$  correspond à la radiation nette,  $H$  et  $LE$  sont les flux de chaleur sensible et latente et  $G$  le flux de chaleur du sol. Par convention,  $R_N$  est de signe positif quand il est dirigé vers la surface (gain d'énergie pour la surface) alors que  $H$ ,  $LE$  et  $G$  ont un signe négatif quand ils sont dirigés vers la surface. Le flux de chaleur sensible provient de la différence de température entre le sol et l'air situé en dessus. Le mode de transfert de chaleur le plus important est l'advection ou des

mouvements convectifs d'air (turbulences). En effet, l'air plus chaud (moins dense) a tendance à monter alors que l'air froid (plus dense) aura tendance à descendre vers la surface. Le flux de chaleur latente est produit par les phénomènes d'évapotranspiration ou de condensation à la surface. En effet, le changement d'état de l'eau consomme de l'énergie (liquide à gazeux, soit l'évapotranspiration) ou en libère (gazeux à liquide, soit la condensation) qui est puisée ou libérée à la surface. Ces deux flux sont des flux turbulents et sont appelés flux turbulents à la surface.

La journée, grâce à l'apport énergétique du soleil, la surface reçoit de l'énergie radiative ( $R_N > 0$ ) qui est redistribuée d'une part vers l'atmosphère via les flux de chaleur sensible  $H$  (réchauffement de la couche d'air en dessus de la surface par cette dernière plus chaude, cette couche d'air devient moins dense que celle au dessus et monte, etc.) et latente  $LE$  (évapotranspiration à la surface, l'humidité de l'air est plus faible que celle de la surface) et d'autre part dans le sol avec  $G$  (Fig. 3 (a)).

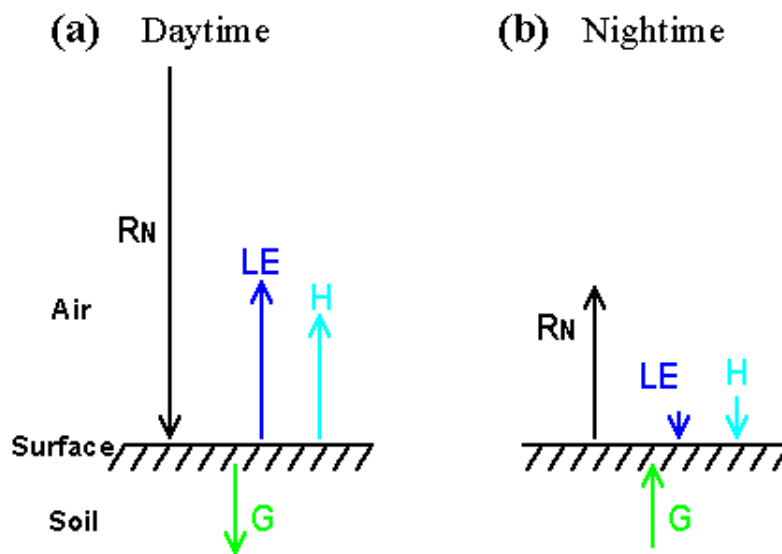


Fig. 3 : budget énergétique typique de la surface durant la journée (a) et la nuit (b)

La nuit, sans radiation solaire incidente,  $R_N$  devient généralement négative ( $L^- > L^+$ ) et la surface se refroidit avec l'émission de radiations d'ondes longues, principalement lors de nuit sans nuages. Cette perte énergétique est en partie compensée par le flux de chaleur du sol qui va donc restituer une partie de l'énergie stockée dans le sol vers la surface. Mais cela ne suffit pas à compenser totalement  $R_N$  et la surface se refroidit. La couche d'air située en dessus devient comparativement plus chaude que la surface et un flux de chaleur sensible  $H$  est donc créé de l'atmosphère vers la surface. De plus, le processus de condensation libère de l'énergie à la

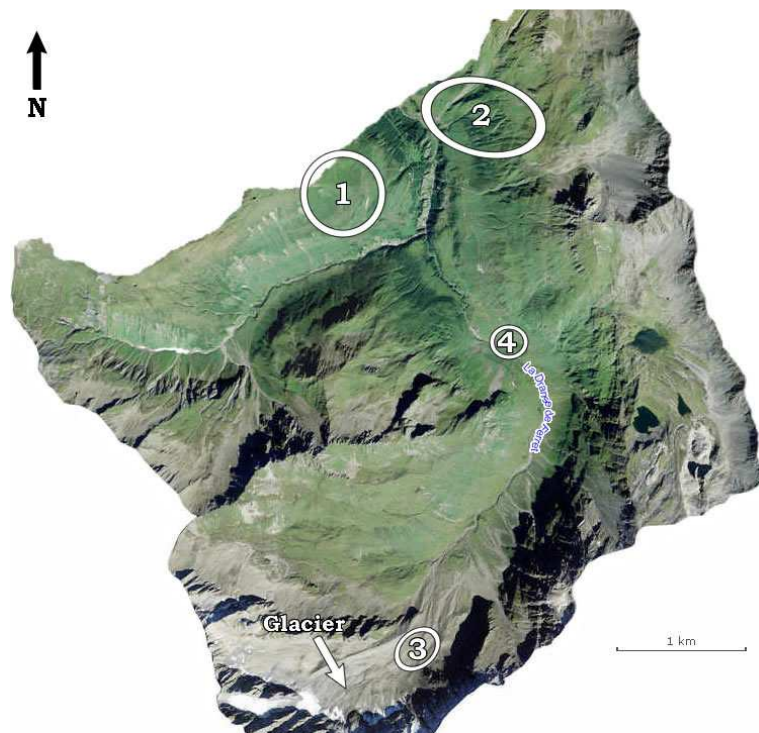
surface ce qui crée un flux de chaleur latente  $LE$  dirigé vers la surface (*Fig. 3 (b)*). La nuit, la magnitude des flux est bien moins élevée que durant la journée, exception faite pour  $G$  qui ne diffère pas sensiblement hormis son signe (Arya, 2001). Notons enfin que sous certaines conditions les directions des flux de chaleur sensible et/ou latente peuvent être inversées comme cela peut être le cas la nuit lorsqu'un front froid refroidit la couche d'air juste au dessus de la surface et que cette dernière se retrouve comparativement plus chaude que l'air ( $H$  est dans ce cas dirigé de la surface vers l'atmosphère).

### 3. Description du site d'expérimentation et des traitements effectués

---

#### 3.1 Site et instrumentation

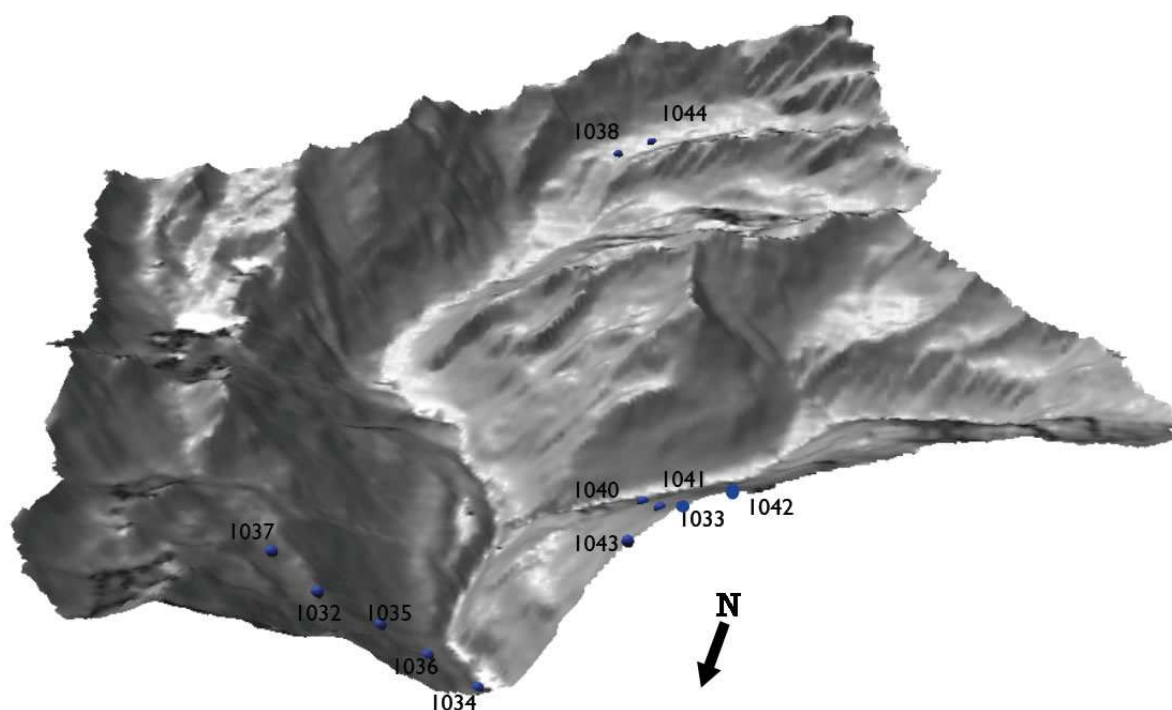
Le site d'expérimentation de La Fouly se situe dans le haut du val Ferret (45.89N 7.12E), à quelques kilomètres au nord-ouest du col du Grand Saint Bernard dans les Alpes valaisannes en Suisse. Ce site, prévu pour une campagne d'étude hydrologique, recoupe un bassin versant de 20.5km<sup>2</sup> pour des altitudes allant de 1775m à l'exutoire jusqu'à 3238m pour une altitude moyenne de 2418m. La majorité du bassin versant est composé de prairie alpine ou de pierriers, bien que quelques petites forêts buissonnantes soient présentes vers l'exutoire et un petit glacier situé tout à l'amont de la vallée (*fig. 4*). La pente la plus représentée dans le bassin versant est d'environ 30° et la distribution est triangulaire autour de ce point. La pente moyenne de la vallée principale entre l'exutoire et une altitude de 2200m est d'environ 6°.



*Fig. 4: Vue satellite du bassin versant et des différentes zones de l'expérience de La Fouly*

Dans ce bassin versant, 4 zones ont été équipées d'instrumentation afin de mesurer différents paramètres météorologiques. 3 zones ont été équipées de stations Sensorscope. La technologie

liée à ces stations consiste en la formation d'un réseau de stations micrométéorologiques légères à basse consommation énergétique (fournie par de petits panneaux solaires) communiquant entre elles par ondes radio et fournissant à une station mère les différentes mesures effectuées qui renvoie à son tour via le réseau GPRS toutes les données récoltées en temps réel vers un serveur (Barrenetxea et al, 2008 ; Ingelrest et al, 2010 ; <http://sensorscope.epfl.ch/climaps>). Deux des zones sont composées chacun de 5 stations Sensorscope et sont situés de part et d'autre de la vallée (*fig. 4*, zones 1 et 2) vers l'exutoire du bassin versant où une station de mesure de débit a été installée. Deux autres stations Sensorscope composent une troisième zone, située dans le fond de la vallée vers le petit glacier (fortement recouvert de débris rocheux) (*fig. 4*, zone 3). La *figure 5* permet de se donner une idée de la topographie du bassin versant ainsi que de la localisation des différentes stations Sensorscope représentées par un point bleu et leur numéro. L'altitude, l'inclinaison et l'orientation de la pente où on été positionnées ces diverses stations sont consignées dans le *tableau 1*. La dernière zone, située à une altitude d'environ 2000m et choisie pour ses pentes faibles et sa position centrale, a été équipée d'une station météorologique de base ainsi que de deux anémomètres soniques (*fig. 4*, zone 4).



*Fig. 5: Vue tridimensionnelle du bassin versant avec la position des différentes stations Sensorscope. Reproduit avec la permission de S. Simoni*

Station	1034	1036	1035	1032	1037	1041	1043	1040	1033	1042	1038	1044
Altitude [m]	1779	1852	1967	2199	2311	2161	2256	2259	2369	2426	2501	2531
pente [deg]	18.2	30.2	38.3	26.2	27.6	29.7	26.5	28.3	27.5	25.9	ND	ND
orientation [degN]	230	231	257	285	279	119	105	130	120	126	29	46

Tableau 1: Altitude, inclinaison et orientation de la pente des différentes stations Sensorscope. L'orientation est mesurée dans le plan horizontal par l'angle entre le nord et la normale de la pente dans le sens horaire. ND – non disponible

Toutes les stations Sensorscope sont équipées de capteurs mesurant la température de l'air (Sensirion SHT75, résolution : 0.01°C, précision :  $\pm 0.3^\circ\text{C}$ ), l'humidité de l'air (Sensirion SHT75, 0.05%RH  $\pm 1.8\%$  RH), la vitesse du vent (anémomètre à coupelle (*cup anemometer* Davis 6410), 0.1m/s  $\pm 1\text{m/s}$  ou  $\pm 5\%$ ), la direction du vent (*wind vane* Davis 6410),  $1^\circ \pm 7^\circ$ ), la radiation solaire incidente (Davis Solar radiation 6450, 1W/m<sup>2</sup>  $\pm 5\%$ , mesurant entre 300 et 1100 nanomètres) et les précipitations (Davis Rain collector II 7852, 0.2mm  $\pm 4\%$ ). De plus, les 10 stations Sensorscope situées vers l'exutoire du bassin versant (zones 1 et 2) sont aussi équipées de capteurs mesurant la température de la surface (Zytemp TN901 Infrared, 0.06°C  $\pm 0.6^\circ\text{C}$ ) ainsi que différents paramètres dans le sol (température, humidité et/ou succion du sol à une profondeur de 20cm pour la majorité des stations et à 20, 40 et 60cm pour la station 1036). La fréquence d'échantillonnage est d'une minute sauf pour la radiation solaire incidente (30sec), les précipitations et les mesures dans le sol (5min).

La station météorologique de base située au centre du bassin versant (zone 4) est équipée de capteurs mesurant la radiation nette, la pression, la température de l'air et de la surface, l'humidité de l'air ainsi que la vitesse et la direction du vent avec une fréquence d'échantillonnage d'une minute. Ces capteurs sont installés au centre d'une barre métallique située à 1.80m de la surface et supportant à chacune de ses extrémité un anémomètre ultrasonique (Campbell Scientific CSAT3, Logan, Utah, USA) d'une fréquence d'échantillonnage de 20Hz. La barre métallique a été orientée entre un axe nord-sud et l'axe de la vallée. Chaque anémomètre mesure les trois composantes de la vitesse du vent (résolutions de 1mm/s ( $u_x$ ,  $u_y$ ) et 0.5mm/s ( $u_z$ ), précision :  $< \pm 4\text{cm/s}$  ( $u_x$ ,  $u_y$ ) et  $< \pm 2\text{cm/s}$ ). De plus, l'anémomètre sonique situé à l'extrémité nord a été couplé avec un LI-COR 7500 (Lincoln, NE, USA) *open-path infrared gas analyser*, utilisé pour mesurer les concentrations en vapeur d'eau et en dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>) également à une fréquence de 20Hz (Jarvi et al, 2009).

### 3.2 Traitement des données

Les différentes mesures sur le site de La Fouly pour l'année 2009 se sont déroulées entre mi-juin et fin octobre. Les mesures dans les zones 1 et 2 ont été effectuées dès le 18 juin jusqu'au 13 octobre (fin octobre pour les stations 1032, 1034 et 1036), alors que les mesures dans la zone 3 se sont déroulées entre le 8 septembre et le 13 octobre et les mesures dans la zone 4 entre le 31 juillet et le 24 août. Les différents traitements de données décrits ci-après ont été réalisés pour toutes ces périodes de données. Cependant, nous focalisons nous analyse et nos résultats (section 5) pendant la période où les mesures de la zone 4 ont été effectuées.

Les données brutes des stations Sensorscope possèdent des lacunes qui ont dû être comblées. La série temporelle de chaque paramètre mesuré a ainsi été complétée par des valeurs non définies (*NaN*) afin de pouvoir synchroniser tous les jeux de données. Ces lacunes pourraient provenir notamment de problèmes liés à la transmission des données, soit entre les différentes stations Sensorscope, soit entre la station mère et le serveur. En effet, nous avons remarqué que des lacunes de données se sont produites en même temps et pour une même durée sur tous les paramètres mesurés d'une même station Sensorscope ou sur tous les paramètres mesurés à chaque station d'un même réseau. Des lacunes se produisent aussi aléatoirement sur les différents paramètres (séparément). De plus, les stations Sensorscope ne sont pas à l'abri d'erreurs de mesure. Les valeurs aberrantes ont été retirées et remplacées par des *NaN*. Les différents critères d'exclusions sont décrits dans l'*annexe 1*. Il a été aussi identifié un certain nombre de problèmes d'échantillonnage liés aux stations Sensorscope, aussi décrits dans l'*annexe 1*.

Pour pouvoir analyser les données issues des stations Sensorscope, des moyennes sur 15 minutes ont été effectuées. Le calcul de la moyenne n'a pas tenu compte des valeurs non définies. Par contre, pour éviter que la moyenne soit calculée avec un échantillon trop faible de valeurs, une valeur non définie a été attribuée à celle-ci chaque fois que le nombre de *NaN* a atteint ou dépassé 1/3 du nombre total de valeurs. Le même processus a été fait pour la station météorologique de base.

Les flux turbulents à la surface ont été calculés à partir de la méthode *eddy-covariance*. Cette méthode est basée sur les fluctuations de vitesse, température et humidité de l'air liées aux turbulences, en calculant les différentes covariances. Ces statistiques ont été calculées dans notre cas sur des périodes de 15 minutes. Plusieurs corrections ont été appliquées sur les données

brutes issues des mesures des deux anémomètres soniques. En premier lieu, les corrections *Yaw* et *Pitch* ont été utilisées (e.g Van Dijk et al, 2004) afin de corriger les possibles non-alignements dans le plan horizontal (*Yaw*) et vertical (*Pitch*, qui tient aussi compte de l'effet de la topographie sur la composante verticale). Ensuite, la tendance linéaire a été retirée (*linear detrending*). Enfin, la correction de Webb a été appliquée afin de tenir compte de la différence de densité entre des paquets d'air ascendants et descendants (Webb et al, 1980). De plus, les mesures d'humidité liées aux anémomètres soniques ont été corrigées par comparaison avec les mesures d'humidité de la station météorologique de base (meilleure fiabilité et précision), en appliquant une régression linéaire. La correction de Webb n'a pu être faite que sur l'anémomètre sonique situé à l'extrémité nord du dispositif, étant le seul couplé avec un LI-COR.

La méthode *eddy-covariance*, basée sur la décomposition de Reynolds, permet de calculer les flux turbulents à la surface. Les flux de chaleur sensible  $H$  et latente  $LE$  se calculent de la manière suivante (e.g. Arya 2001)

$$H = \rho_{air} C_p \overline{w'T'} \quad \quad \quad LE = \lambda \rho_{air} \overline{w'q'} \quad (3)$$

où les termes  $\overline{w'T'}$  et  $\overline{w'q'}$  représentent les covariances calculées à l'aide de la méthode *eddy-covariance*,  $w$  la vitesse verticale de l'air,  $T$  la température et  $q$  l'humidité spécifique de l'air,  $\rho_{air}$  la densité de l'air et  $\lambda$  la chaleur latente de vaporisation de l'eau. Notons encore que le taux d'évaporation (ou d'évapotranspiration) est simplement le flux de chaleur latente divisé par  $\lambda$ .



## 4. Modélisations des flux à la surface

---

Nous avons vu dans la section 2.2 les différents flux énergétiques présents à la surface représentant le budget énergétique (eq. (2)). Ce dernier n'est exact que si l'on fait l'hypothèse d'une surface idéale (surface homogène et interface entre les deux médias (air et sol) très mince, n'ayant ni masse ni capacité thermique) et que l'on tient compte uniquement de la direction verticale. Dans la réalité, un stockage énergétique est produit à la surface qui ne peut être idéale. Il peut aussi se produire des mouvements de masses d'air proches du sol dans le plan horizontal (advection horizontale) qui amènent ou soustraient de l'énergie à la surface (arrivée de masses d'air plus chaudes ou plus froides). En tenant compte d'une surface non-idéale et du plan horizontal, nous pouvons écrire simplement :

$$R_N = H + LE + G + Rsd \quad (4)$$

où  $Rsd$  correspond aux résidus, c'est-à-dire à la somme de toutes les contributions à la balance énergétique d'une surface réelle et dehors des termes définis dans l'équation (2). Les résidus sont principalement composés du stockage d'énergie à l'interface sol/atmosphère (stockage dans les végétaux, par la photosynthèse et le stockage thermique de la biomasse et de l'eau qu'elle contient, stockage dans la couche superficielle du sol (Meyers et Hollinger, 2004)) et par l'advection. Notons que si l'on se réfère à des mesures, les erreurs liées aux appareils de mesures sont aussi comprises dans les résidus.

En reprenant l'équation (4) et en posant que  $G$  est compris dans les résidus (dans ce cas nous les appellerons  $Rsd^+$ ), nous pouvons écrire

$$R_N - Rsd^+ = H + LE \quad (5)$$

En connaissant  $R_N$  et  $Rsd^+$  et en se basant sur le ratio de Bowen,  $B = H/LE$ , il est dès lors possible de calculer  $H$  et  $LE$  comme suit :

$$LE = \frac{(R_N - Rsd^+)}{1 + B} \quad H = \frac{(R_N - Rsd^+)}{1 + B^{-1}} = B \cdot LE \quad (6)$$

Ce résultat est la base de notre premier modèle. En s'intéressant aux mesures des flux  $R_N$ ,  $H$  et  $LE$  à La Fouly, il nous est possible de calculer simplement  $Rsd^+$  (d'après l'eq. (5)) ainsi que le ratio de Bowen  $B$  (d'après les mesures), puis d'en extraire pour chacun des deux un modèle

empirique, applicable localement. Le but de cette approche est de pouvoir modéliser les flux de chaleur sensible et latente uniquement à partir de la radiation nette.

Notre second modèle se base sur les équations de Penman-Monteith, en suivant le développement de De Bruin et Holtslag (1982). En repartant de l'équation (2), le partage de  $R_N - G$  en chaleur sensible et latente peut s'écrire pour  $LE$

$$LE = \frac{\Delta(R_N - G) + \rho C_p \delta e / r_a}{\Delta + \gamma(1 + r_c / r_a)} \quad (7)$$

où  $\Delta$  représente la pente de la courbe de la pression de vapeur saturante par rapport à la température (*the saturation-vapor-pressure temperature curve*),  $\rho$  et  $C_p$  la densité et la chaleur spécifique de l'air à pression constante,  $\delta e$  le déficit de saturation,  $r_a$  la résistance aérodynamique,  $\gamma$  la constante psychrométrique et  $r_c$  la résistance de surface. La surface de résistance est utilisée pour des surfaces qui ne sont pas totalement humides, principalement pour des surfaces partiellement ou totalement végétalisées. Sur la surface d'une feuille, il y a une résistance à l'échange de vapeur d'eau qui va donc réduire le taux d'évaporation en-dessous du taux potentiel, ceci fait partie de la résistance de surface (Garratt, 1992). L'équivalent pour la chaleur sensible est défini par

$$H = \frac{\gamma(1 + r_c / r_a)(R_N - G) - \rho C_p \delta e / r_a}{\Delta + \gamma(1 + r_c / r_a)} \quad (8)$$

La résistance aérodynamique peut être calculée à l'aide de l'expression semi-empirique de Thom et Oliver (1977)

$$r_a = \frac{4.72(\ln(z / z_0))^2}{1 + 0.54u} \quad (9)$$

où  $z$  est la hauteur d'observation,  $z_0$  la longueur du moment de rugosité de surface (*surface roughness length for momentum*) et  $u$  la vitesse du vent. La résistance de surface peut être obtenue par les équations (2) et (7) et vaut (De Bruin et Holtslag 1982)

$$r_c = \left( \frac{\Delta}{\gamma} B - 1 \right) r_a + \frac{\rho C_p \delta e}{\gamma(R_N - G)} (1 + B) \quad (10)$$

Notons que le calcul de  $r_c$  demande la connaissance du ratio de Bowen et donc des valeurs de  $LE$  et  $H$ . Il est donc nécessaire dans notre cas de calculer  $r_c$  avec cette équation et en utilisant les

mesures de La Fouly, puis de tirer un modèle empirique lié à son comportement en fonction de la journée. Il sera ensuite possible de calculer  $H$  et  $LE$  d'une manière semi-empirique en utilisant le modèle empirique de  $r_c$  et les équations (7) et (8). Pour le calcul des autres paramètres utilisés dans ces modèles, se rapporter à l'*annexe 2*.

Le flux de chaleur du sol ( $G$ ) n'étant pas toujours mesuré, il peut être nécessaire de l'estimer à partir de  $R_N$ , ou à partir de l'équation (2) en se basant sur des mesures de  $LE$  et  $H$  ou encore en tenant compte de mesure dans le sol et/ou des caractéristiques physiques de ce dernier. Une bonne approximation de  $G$  calculée d'après  $R_N$  peut être définie par (De Bruin et Holtslag, 1982)

$$G = 0.1R_N \quad (11)$$

$G$  peut aussi être approximé en fonction de la chaleur sensible  $H$  (Brutsaert, 1982) au lieu de  $R_N$ . De meilleurs résultats peuvent être obtenus avec la modélisation de  $G$  basée sur l'équation de diffusion de la chaleur dans le sol, ou encore en appliquant la méthode *Force-restore* (eg. Arya, 2001).

Dans les stations météorologiques, il se peut que la radiation solaire incidente  $K$  soit mesurée à la place de  $R_N$ . Il est dès lors nécessaire de pouvoir estimer  $R_N$  à partir de  $K$ . Pour ce faire, nous utilisons le modèle de Holtslag et Van Ulden (1983) qui se base sur les différents composants du budget radiatif à la surface (équation (1), section 2.2) et modélise  $R_N$  comme suit

$$R_N = \frac{(1 - \alpha)K + c_1 T^6 - \sigma T^4 + c_2 N}{1 + c_3} \quad (12)$$

où  $T$  correspond à la température de l'air à la hauteur de la mesure,  $N$  la fraction de la couverture nuageuse totale ( $0 < N < 1$ ) et  $c_1$ ,  $c_2$ ,  $c_3$  sont des constantes empiriques et valent respectivement  $5.31 \cdot 10^{-13} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-6}$ ,  $60 \text{ W m}^{-2}$  et 0.12. Notons que cette modélisation est limitée à des conditions atmosphériques instables ou neutres, quand le flux de chaleur sensible est positif, et a été conçu pour des surfaces herbeuses.

Les mesures de  $R_N$  en terrain montagneux sont influencées par la topographie environnante. En effet, les mesures sont généralement effectuées par des radiomètres horizontaux qui mesurent la radiation nette pour une surface horizontale alors que le budget radiatif doit être évalué parallèlement à la surface moyenne locale (Matzinger et al, 2003). Il se peut aussi que le radiomètre soit installé parallèlement à la pente de la surface située directement sous le capteur,

alors que la pente environnante moyenne peut être différente. Cela implique que  $R_N$  est mesurée pour une mauvaise pente (Hiller et al, 2008). Il est nécessaire dans ces deux cas de corriger cette mesure. Matzinger et al. (2003) a proposé une relation entre la mesure horizontale de  $R_N$  et celle parallèle à la pente ( $R_{Ncorr}$ ) qui peut être définie sous sa forme la plus simple

$$R_{Ncorr} \propto R_N \frac{\cos \beta}{\cos Z} \quad (13)$$

où  $\beta$  correspond à l'angle entre le faisceau solaire (*solar beam*) et la normale de la pente et  $Z$  à l'angle au zénith du soleil (*solar zenith angle*) (se référer à Matzinger et al. (2003) ou Whiteman et al. (1989) pour le calcul de ces paramètres). Il a ensuite trouvé une fonction semi-empirique pour décrire (13)

$$\Psi = R_N \left( \frac{\cos \beta}{\cos Z} + \left( \frac{\cos \beta}{\cos Z} \right)^2 \right) \quad (14)$$

ainsi qu'une régression pour leur site d'étude de la forme

$$R_{Ncorr} = a\Psi^2 + b\Psi + c \quad (15)$$

où les paramètres  $a$ ,  $b$  et  $c$  valent respectivement  $3.6895 \cdot 10^{-5}$ , 0.5014 et 16.6187. Nous avons appliqué cette correction aux valeurs de  $R_N$  mesurées dans la zone de l'anémomètre sonique, dont les caractéristiques sont assez similaires à leur site d'étude (prairie alpine dans un bassin versant alpin). Cependant, nous avons décidé pour l'instant de ne pas utiliser cette correction dans notre modèle. En effet, d'une part l'anémomètre sonique a été installé sur une zone la plus plate et horizontale possible et d'autre part nous développons dans notre premier modèle un modèle empirique simple des résidus dans lequel est comprise l'éventuelle erreur de calcul de  $R_N$ . De plus, les stations Sensorscope n'ont pas mesuré  $R_N$  mais la radiation solaire incidente  $K$  et il y a une certaine incertitude liée aux pentes moyennes environnantes. Pour ces raisons, il est trop hasardeux dans notre cas d'appliquer ce genre de correction qui pourrait donner de mauvais résultats sans possibilités de vérification.

## 5. Résultats et discussion

---

### *a. Météorologie générale et vents diurnes*

Dans cette section, nous nous focalisons sur la période où ont fonctionné la station météorologique de base et les anémomètres soniques ainsi que les dix stations Sensorscope sur les deux flancs de vallée vers l'exutoire du bassin versant, soit les premières semaines d'août.

Le temps durant cette période était caractéristique de la saison qu'on peut trouver dans ce genre d'environnement de montagne, avec des périodes de beau temps entrecoupées d'évènements pluvieux. Les périodes de beau temps sont majoritairement caractérisées par une instabilité diurne qui crée en seconde partie de journée des développements nuageux pouvant conduire à des pluies localisée dans l'après midi ou en soirée (voir orages localisés) et se produisent dans des conditions anticycloniques. Les évènements pluvieux sont reliés à des systèmes dépressionnaires, se produisant sur une période de temps plus longue avec des pluies généralisées.

La radiation nette mesurée à la station météorologique de base (*fig. 6 (a)*) permet de nous faire une bonne idée du temps qu'il a fait dans le bassin versant à La Fouly. Par exemple, on remarque tout de suite qu'autour du 2 et 3 août ainsi que du 8 au 10 août, le temps était très perturbé. Cela se vérifie avec une pression atmosphérique très faible durant ces périodes (cf. annexe 2, *fig. A.5*) ainsi que par des pluies généralisées sur toutes les stations Sensorscope les 2 et 3 août, ainsi que les 9 et 10 août (environ 5mm de pluie par jour). A l'inverse, les courbes lisses représentent des jours sans nuages avec deux très beaux exemples les 5 et 6 août. Les développements nuageux liés à l'instabilité diurne se développent en premier lieu sur les sommets mais peuvent ensuite déborder au dessus de la vallée, comme par exemple les 15 et 16 août.

En comparant les radiations nette ou incidente, nous avons pu définir 5 jours sans développements nuageux (ou très faibles sur une minorité de stations) durant la période. Ces 5 jours les plus beaux de la période, les 5, 6, 12, 18 et 19 août, nous servent de référence de *jours radiatifs*. Une moyenne de chaque paramètre micrométéorologique et des différents flux à la

surface a été faite avec les données de ces 5 jours, afin de définir un *jour radiatif* pour cette période qui nous sert de base à nos observations et paramétrisations des différents modèles.

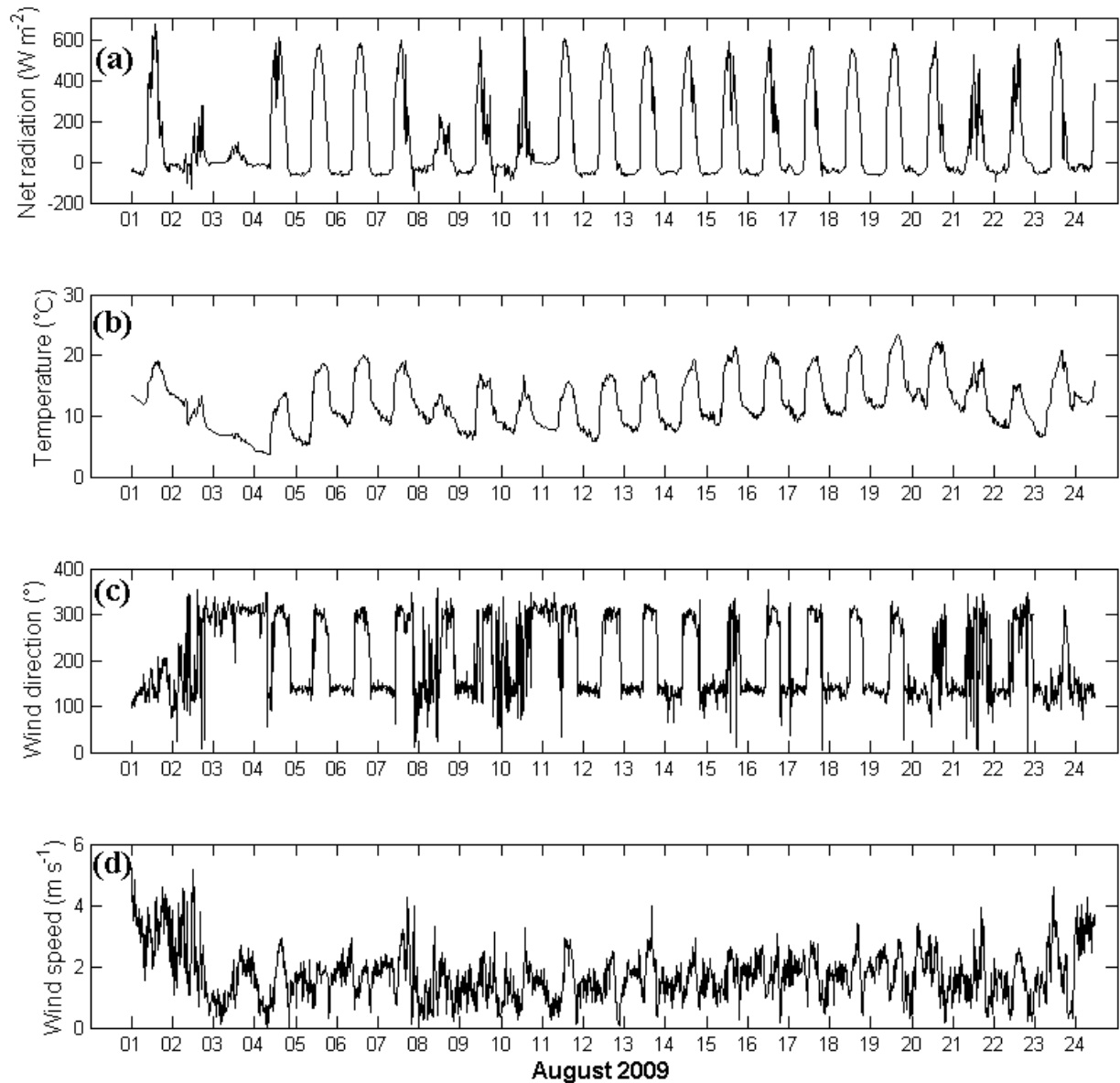


Fig. 6: Mesures prises à 2m du sol à la station météorologique de base (zone 4) moyennées sur 15 minutes: (a) Radiation nette, (b) température de l'air, (c) direction et (d) vitesse du vent

Des jours comme le 7, 16 17 ou 18 août sont bien représentatifs de jours beaux avec instabilité diurne lors de conditions anticycloniques (pressions élevée, cf. annexe 2, fig. A.5) En effet, les nuages se développent dans l'après-midi et de petites pluies peuvent en découler, comme par exemple les 7 et 17 août avec 0.2-0.6mm en début de soirée. Notons que ce type de

temps est celui le plus rencontré durant la période analysée (les jours radiatifs peuvent aussi y être rattachés avec la particularité de n'avoir pas ou très peu eu de développements nuageux).

L'évolution de la température durant la journée se répète d'une manière similaire sur toute la période observée, comprenant un réchauffement le matin et un refroidissement l'après-midi très rapides ainsi qu'une amplitude d'une dizaine de degré et des maxima proches de 20°C. Seule fait exception la petite période perturbée du 2-3 août (*fig. 6 (b)*) avec l'arrivée de masses d'air plus froides et un réchauffement impossible la journée causé par le mauvais temps.

Les vitesses de vents dans la zone 4 sont assez constantes sur toute la période et se situent grosso-modo entre 1 et 3 m/s, à part les premiers jours d'août où ils sont plutôt de 3-5m/s (*fig. 6 (c)*). Ces changements de vitesse proviennent de la différence entre le vent de vallée normalement présent et des vents plus forts, provenant de systèmes dépressionnaires. Le vent de vallée est parfaitement visible sur la *figure 6 (c)*, où on voit très nettement durant les jours beaux les changements diurnes de direction du vent brutaux correspondant à la transition entre les vents ascendants de vallée la journée (provenant du nord) et descendant la nuit (provenant du sud). On remarque aussi l'influence de temps perturbés sur ce genre de système de vent (par exemple déstabilisation du vent de vallée entre les 8 et 10 août, et suppression totale du vent descendant de vallée la nuit du 2 au 3 août). Ce résultat, suivant la théorie liée aux vents diurnes de montagne (cf. section 2), montre l'utilité d'étudier les vents diurnes lorsqu'ils sont le plus développé (journées sans nuages) et le moins influencé par des forces extérieures (conditions anticycloniques), c'est-à-dire lors des *jours radiatifs*.

La moyenne des radiations solaires, de la direction du vent et de la température de l'air et de la surface pour les 5 jours radiatifs est montrée à la *figure 7*. L'effet du relief sur la quantité de radiations reçues par la surface est bien visible (ombres portées par le relief). On voit en effet que la station 1040, orientée est-sud-est capte les première radiations alors qu'un décalage d'une à deux heures se produit sur les deux autres stations pour que la radiation solaire directe les atteigne. En fin de journée, les rôles s'inversent et la station 1037, orientée vers l'ouest assez haut dans la pente, reçoit de l'énergie radiative presque jusqu'au coucher du soleil, 1.5h de plus que la station 1040.

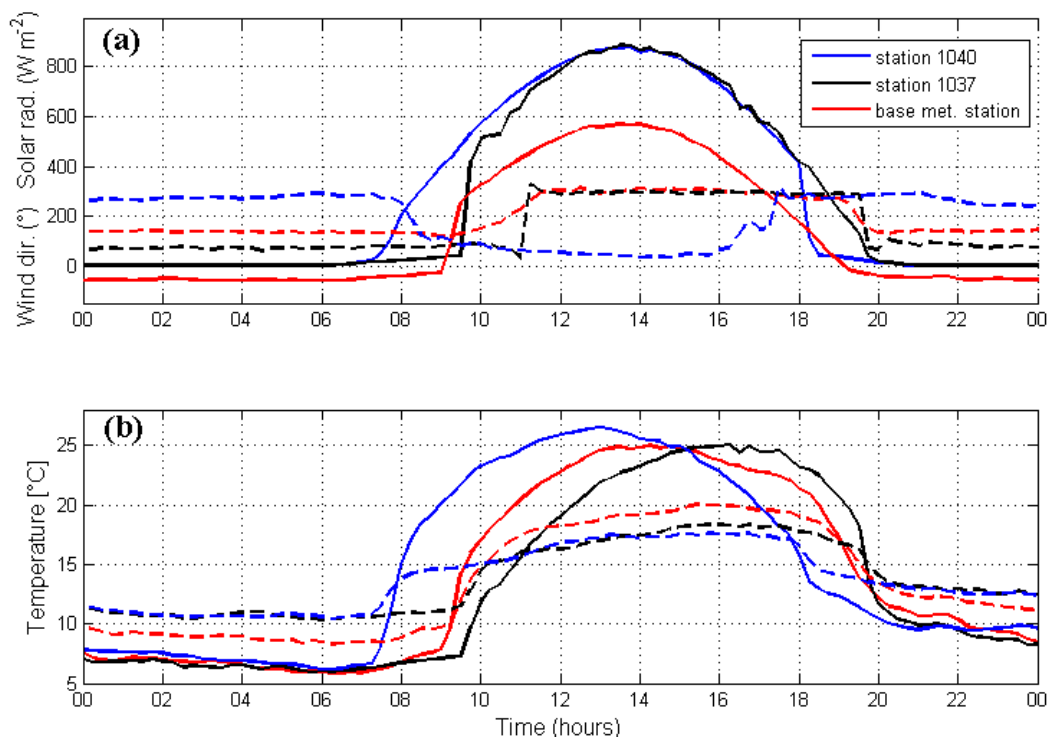


Fig. 7: Moyenne des 5 jours radiatifs (5, 6, 12, 18 et 19 août 2009) pour les stations 1040 (zone 1, bleu), 1037 (zone 2, noir) et la station météorologique de base (zone 4, rouge). (a) Radiations solaires incidentes en trait continu (radiation nette pour la zone 4) et direction du vent en trait tillé. (b) Températures de la surface en trait continu et de l'air (2m) en trait tillé.

La température de surface se réchauffe très rapidement avec l'arrivée des radiations solaires incidentes (d'environ 10°C la première heure, sauf pour la station 1037 avec 7°C) et transfère une partie de l'énergie reçue à la couche d'air qui se réchauffe d'environ 4 à 6°C durant le même laps de temps. Durant cette transition, l'air passe d'un état d'inversion thermique (stable, l'air vers la surface est plus froid que l'air au dessus de lui) durant la nuit à un état instable (l'air chaud, plus léger se situe au dessous d'air plus lourd et à tendance à remonter) la journée.

On observe que la direction des vents commence à s'inverser au moment où la température de la surface dépasse celle de l'air à 2m (l'air passe d'un état d'inversion à un état instable), soit la transition d'un vent de vallée ou de pente descendant vers un vent ascendant. En fin de journée, la transition d'un vent anabatique vers un vent catabatique commence quand la température de la surface redevient plus faible que l'air situé à 2m. L'air, refroidit par la surface, aura tendance à créer un front froid qui va s'écouler vers le bas de la pente. La transition du vent de pente en fin de journée à la station 1040 fait exception aux observations faite ci-dessus. En effet, elle se produit avant que la température de la surface redevienne plus froide que l'air à 2m. La station



étant située vers le débouché d'une vallée latérale, il se pourrait que cette dernière draine un vent descendant de vallée débutant plus tôt (effet du relief) qui va influencer la direction des vents à cette station, d'autant plus que la transition n'est pas aussi marquée et rapide que sur les deux autres stations.

Les vitesses et directions du vent peuvent être plus facilement visualisées sur la *figure 8*, qui représente deux jours radiatifs complets allant du 5 août minuit au 6 août 23h45. On y voit très nettement la décomposition des régimes de vents de vallée (station météorologique de base, au centre) et les vents de pente liés aux stations 1041, 1043, 1034 et 1037. Les vents anabatiques sont moins fréquents car la durée où la température de la surface est supérieure à celle de l'air est d'une dizaine d'heure au mois d'août.

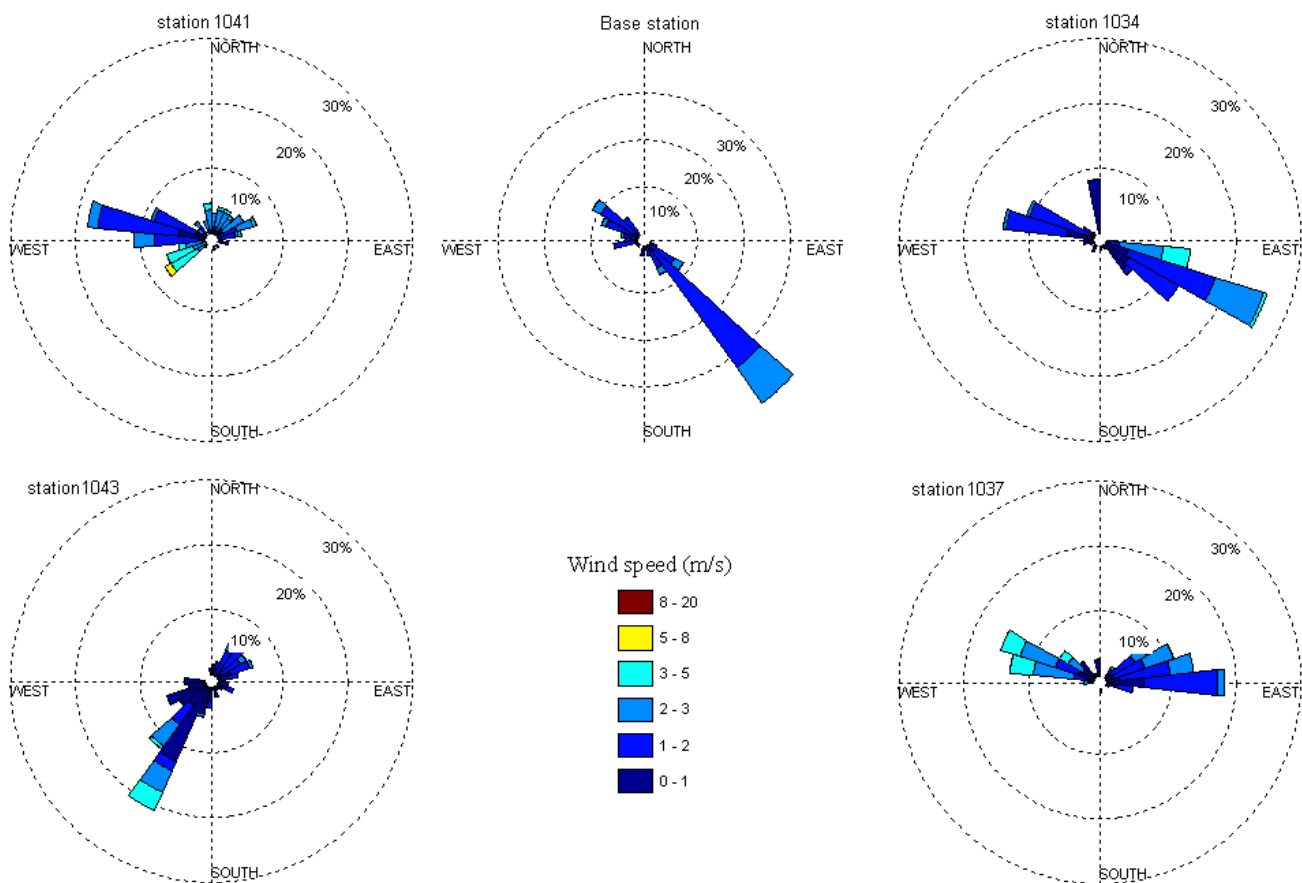


Fig. 8 : Fréquence et provenance des vents pour différentes stations en fonction de leur vitesse (zone 1 : stations 1041 et 1043 à gauche, zone 2 : stations 1034 et 1037 à droite, zone 4 au centre).

La direction du vent descendant de vallée est extrêmement régulière dans la zone 4 et la vitesse du vent y est similaire qu'il soit anabatique ou catabatique. La station 1037 possède un

vent de pente parfaitement aligné la nuit avec l'orientation de la pente et le jour le vent a plus d'intensité que la nuit ce qui va dans le sens théorique de l'effet de la différence de température dans l'air, plus importante la journée. La station 1034 qui se situe proche du fond de la vallée est beaucoup plus influencée par le vent de vallée. En effet, on remarque que la direction des vents ne suit pas la pente mais qu'elle est déviée vers le haut de la vallée la journée et le bas de la vallée la nuit, sans pour autant être dans l'axe de la vallée. Le vent à cette station, qui est donc un mélange de vent de pente et de vallée, souffle avec plus grande intensité la nuit que le jour. Cela provient probablement de la confluence de la vallée latérale qui débouche juste en amont vers la zone 1. En effet, nous pouvons voir aux stations 1041 et 1043 (*fig. 8*) un vent plus important la nuit. En outre, il semble y avoir deux directions privilégiées durant la nuit à la station 1041 ; la première avec des vents assez faibles qui s'apparentent à des vents de pente (même direction que cette dernière) et la deuxième avec des vents plus forts dans la même direction que l'axe de cette vallée latérale.

Une analyse plus poussée des transitions a été effectuée avec les données des stations de la zone 2. L'avantage réside dans le fait que ces stations sont disséminées à plusieurs altitudes le long de la pente ce qui permet de suivre l'évolution de la transition en fonction de l'altitude et du temps. Sur la *figure 9 (a)*, on peut voir l'évolution journalière de la différence de température entre la surface et l'air situé à 2m en fonction de l'altitude, dictant la stabilité de l'air compris entre les deux. Comme nous l'avons déjà entrevu plus haut, le changement de direction de vent de pente se produit rapidement après le changement de signe de cette différence de température qui est la cause même de ce régime de vent. Les vents descendant de pente la nuit et ascendant la journée dans la zone 2 sont bien visibles sur la *figure 9 (b)* et suivent de près l'évolution de la différence de température entre la surface et l'air à 2m. De plus, les transitions (visibles sur la figure en rouge ou en bleu très clair proche du rouge) sont pratiquement synchronisées avec le changement de signe de la différence de température, principalement le matin. Le réchauffement plus intense de la surface durant la journée à la station 1035 (à 1967m) créant une différence de température plus importante, induit un retard plus important de la transition du vent par rapport aux autres stations (environ 1h au lieu de 15-30 minutes) et un changement de direction moins net.

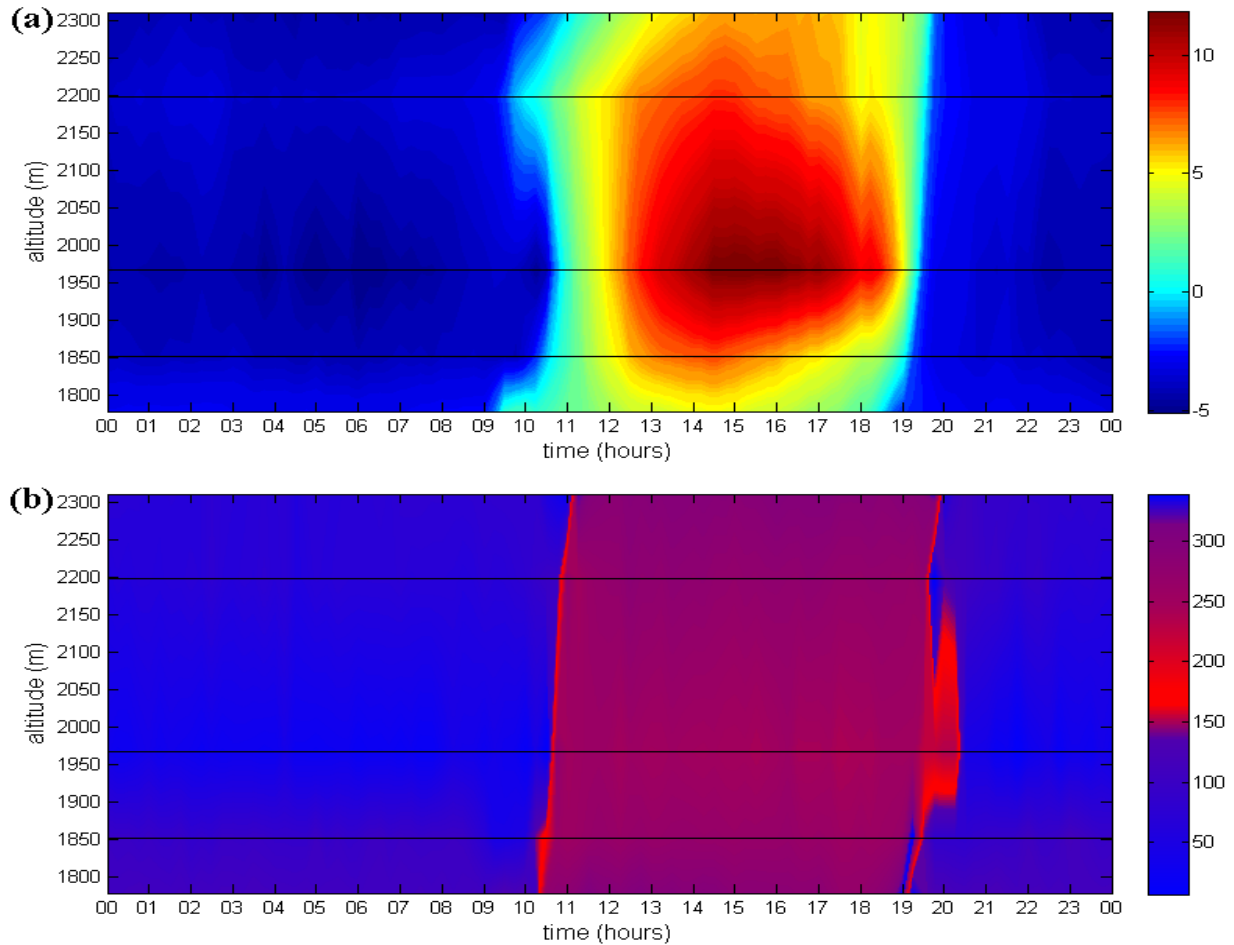


Fig. 9 : (a) Différence de température [°C] entre la surface et l'air à 2m (a) et (b) provenance des vents [°N] en fonction de la journée et de l'altitude dans la zone 2, d'après une moyenne des 5 jours radiatifs. Les 5 stations sont représentées par les lignes noires horizontales (deux situées sur les axes), de bas en haut les stations 1034, 1036, 1035, 1032 et 1037.

La transition du vent le matin s'effectue du fond de la vallée vers le haut de la pente (fig. 9 (b) entre 10h et 11h). En ne tenant pas compte de la transition à la station 1035, la transition le soir s'effectue aussi du fond de la vallée vers les hauteurs. Une analyse portée sur chaque jour radiatif d'une manière indépendante a permis de conclure que la transition s'effectue bel et bien de l'aval à l'amont. Normalement, la transition de fin de journée s'effectue du haut de la pente vers le bas comme cela a été montré lors de l'expérience en laboratoire de Hunt et al. (2003) sur une pente se refroidissant d'une manière uniforme, créant un front froid s'écoulant du haut vers le bas de la pente. Dans notre cas, le refroidissement de la surface est différé et commence plus tôt au fond de la vallée que sur les hauts de la pente, le relief de l'autre côté de la vallée cachant le soleil de la surface progressivement du fond de la vallée jusqu'au sommet. Cela entraîne un refroidissement

de l'air vers la surface à basse altitude alors que plus haut sur la pente l'air est plus chaud et ne va pas avoir tendance à descendre jusqu'à ce qu'il soit refroidi à son tour lorsque le soleil disparaît derrière les reliefs et ainsi de suite jusque vers les sommets. On peut penser que cette direction de transition ne doit être produite que sur des pentes orientées vers le soleil couchant. De plus amples investigations devraient être conduites dans ce sens.

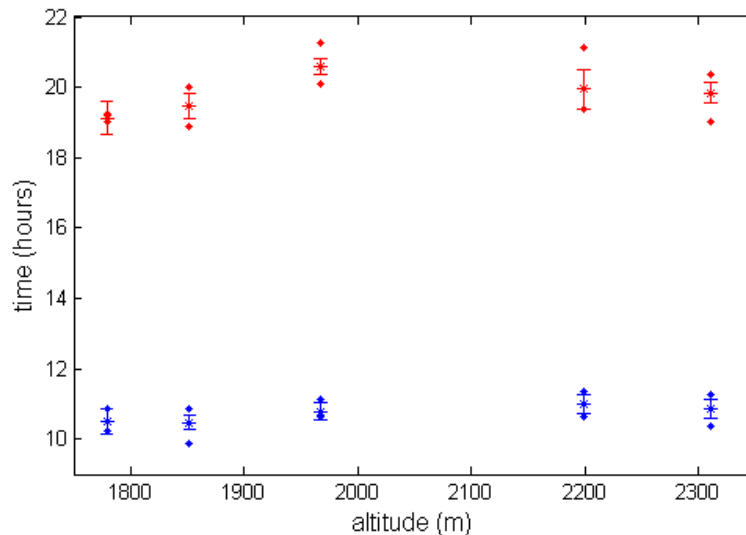


Fig. 10 : Période de transition des vents diurnes dans la zone 2 le matin en bleu et le soir en rouge, d'après les 5 jours radiatifs et le 14 août. L'étoile représente l'heure moyenne de la transition (moyennée sur les 6 jours), l'intervalle la durée moyenne, et les points l'heure moyenne minimale et maximale de la transition durant les jours observés.

Les observations des périodes de transition durant les cinq chaque jour radiatifs et le 14 août (qui ne comprenait pas non plus de développement nuageux vers la zone 2) sont résumées à La figure 10. Les transitions sont caractérisées par une vitesse de vent très faible, qui ne permet pas toujours aux stations Sensorscope de bien mesurer la direction du vent. Il a donc été nécessaire d'utiliser un maximum de jours afin de ne pas utiliser les données faussées par les mesures des stations et de se baser sur un nombre assez important d'observations. Ces erreurs sont beaucoup plus présentes lors de la transition de fin de journée qui est moins bien définie que celle du matin (~2 sur 6 mesures contre ~0 sur 6). En effet, la transition d'un état stable à instable est plus rapide dans l'atmosphère que d'un état instable à stable. Cela peut être observé par la durée moyenne de la transition plus longue en fin de journée qu'en début (intervalles à la fig. 10) ainsi qu'une plus grande dispersion de l'heure moyenne de transition entre les différents jours (représentée à la fig. 10 par des points).

### *b. Mesures des différents flux à la surface*

Les mesures des flux turbulents de chaleur latente  $LE$  et de chaleur sensible  $H$  présentées dans cette section ont été calculées avec l'anémomètre sonique orienté vers le nord. En effet, étant le seul couplé avec un LI-COR, il permet le calcul du flux de chaleur latente. La nuit, les mesures peuvent être légèrement influencées par les installations, mais l'orientation de ce sonique par rapport au vent ascendant de vallée est parfaite pendant la journée, qui est la période la plus intéressante pour les flux turbulents et où l'anémomètre sonique fournit les meilleurs résultats.

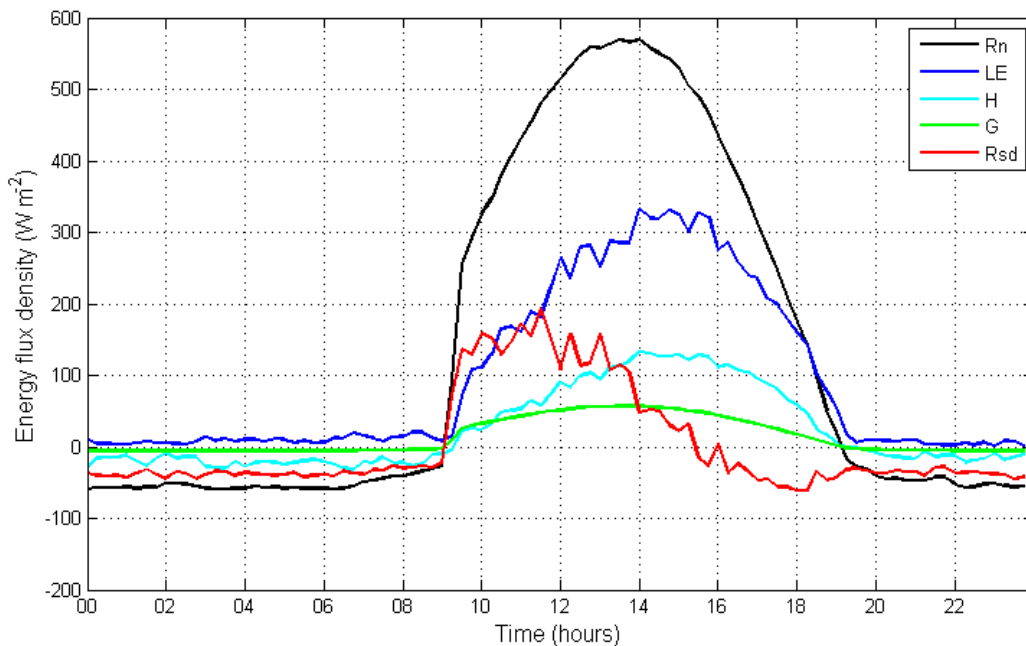


Fig. 11 : Balance énergétique à la surface pour le mois d'août (moyenne des 5 jours radiatifs), la radiation nette  $R_N$  est représentée en noir, le flux de chaleur latente  $LE$  en bleu, le flux de chaleur sensible  $H$  en bleu clair, le flux de chaleur du sol  $G$  en vert et les résidus  $R_{sd}$  en rouge.

Les flux turbulents et le bilan radiatif  $R_N$  représentés à la figure 11 proviennent de la moyenne des cinq jours radiatifs et représentent donc les flux typiques pour un mois d'août lors d'un beau jour. Une évapotranspiration moyenne de 3.36 mm/jour (3.19mm durant la journée) a été calculée sur la base du flux de chaleur latente. Ce résultat est en accord avec ceux trouvés par Wieser et al. (2008) dans les Alpes autrichiennes pour la même période. Le flux de chaleur du sol  $G$  n'ayant pas pu être mesuré, l'estimation largement répandue pour des prairies  $G = 0.1 \cdot R_N$  (De Bruin, 1982) a été utilisée pour donner une première approximation de  $G$  ainsi que les résidus issus de la balance énergétique (*budget closure gap*) (en rouge sur la fig. 11). Ces résidus sont très élevés en

début de journée (l'énergie arrivant à la surface est d'environ  $150\text{Wm}^{-2}$  supérieure à l'énergie repartant de la surface) avant de devenir négatif en fin de journée ( $\sim -50\text{Wm}^{-2}$ ).

Hiller et al. (2008) présente des mesures de flux à la surface pour un mois de juillet sur un site similaire à celui de La Fouly (localisé dans les Alpes grisonnes sur une prairie alpine vers 2000m d'altitude), dont l'aspect général est similaire à nos résultats. Plus en détail, le flux de chaleur latente devient plus important la journée ( $400\text{Wm}^{-2}$ ) et les résidus deviennent plus rapidement négatifs avec des valeurs plus importantes (probablement dû à la chaleur latente plus élevée).

Les valeurs élevées des résidus en début de journée à La Fouly ne peuvent pas provenir uniquement d'erreur de mesures des appareils. Il est donc probable que  $G$  ne soit pas correctement estimé, qu'il y ait un stockage d'énergie à la surface et qu'un phénomène d'advection se produise. Les résidus obtenus dans l'étude d'Hiller et al. (2008) sont assez semblables à ceux illustrés sur la *figure 11*, avec un maximum un peu supérieur en début de journée puis des valeurs passant plus rapidement en négatif et descendant bien plus bas que dans notre cas ( $\sim -120\text{Wm}^{-2}$ ). Hiller a pensé que cela venait en bonne partie d'erreurs de mesure de  $R_N$  dues à la pente et a aussi supposé de l'advection. Après correction de  $R_N$  (cf. section 4), ses valeurs de résidus atteignent  $\sim 100\text{Wm}^{-2}$  dans la matinée et descendent vers  $\sim -50\text{Wm}^{-2}$  durant l'après-midi. Avec ces correction ses valeurs sont similaires aux notre en seconde partie de journée mais inférieures en première partie.

L'advection n'a pas pu être calculée ou estimée dans la zone 4. Cependant, les différentes stations Sensorscope de la zone 2 étant toutes plus ou moins alignées dans la même direction que le vent la journée, l'advection a pu y être estimée (*fig. 12*). Cette estimation ne peut être faite dans ce cas uniquement durant la période où les vents sont stables et dans la même direction que l'axe des différentes stations de mesures, ce qui est le cas entre 11h et 19h. Sur ce flanc de vallée, de l'énergie est apportée à la surface par le phénomène d'advection qui est d'une manière générale faible en début de journée puis augmente pour atteindre un maximum en seconde partie de journée.

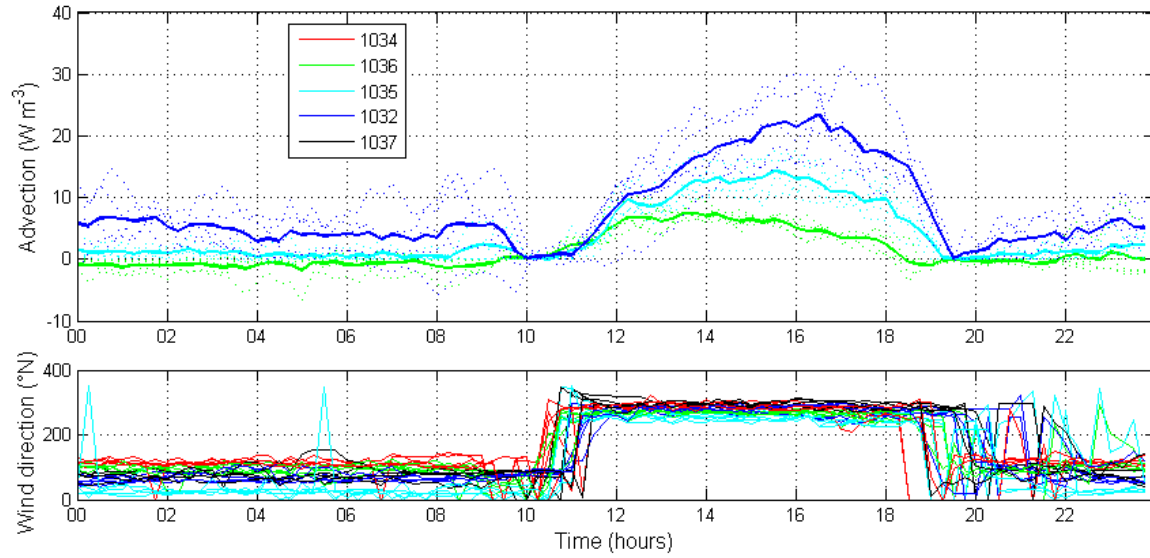


Fig. 12 : Estimation de l'énergie apportée par advection (haut) et provenance des vents aux stations de la zone 2. Cette estimation n'est valable que lorsque les vents sont alignés sur l'axe des stations (11h-19h).

Une grande quantité d'énergie est stockée en début de journée à la surface du sol (comprenant aussi les végétaux), réchauffant la surface. En fin de journée, le refroidissement de la surface libère de l'énergie (utilisée dans les flux turbulents). Une estimation grossière de ce stockage a été calculée en faisant l'hypothèse d'un réchauffement uniforme dans le premier centimètre de sol identique au réchauffement de la surface (*fig. 13*, en vert). La valeur maximale de ce stockage en début de journée n'atteint de loin pas la valeur des résidus. En couplant ce résultat avec celui de l'advection, nous pouvons en conclure que ces résidus proviennent principalement du flux de chaleur dans le sol  $G$  et que l'estimation  $G = 0.1 \cdot R_N$  n'est pas suffisante.

Etant donné que beaucoup d'incertitudes se portent sur les estimations et calculs de  $G$ , du stockage et de l'advection, il est préférable dans notre cas d'utiliser l'équation (4) dont le terme  $Rsd^+$  regroupe ces trois termes (principalement dominés par  $G$ ), et valant simplement  $Rsd^+ = R_N - H - LE$ . La *figure 14* illustre la relation entre  $R_N$  et  $Rsd^+$  en démontrant une forte hystérèse, comme cela est souvent le cas pour des sols nus (Brutsaert, 1982).  $Rsd^+$  (ou  $G$ ) dépend ainsi de  $R_N$  mais aussi du temps. Le modèle empirique du terme  $Rsd^+$  est décrit dans le sous-chapitre suivant.

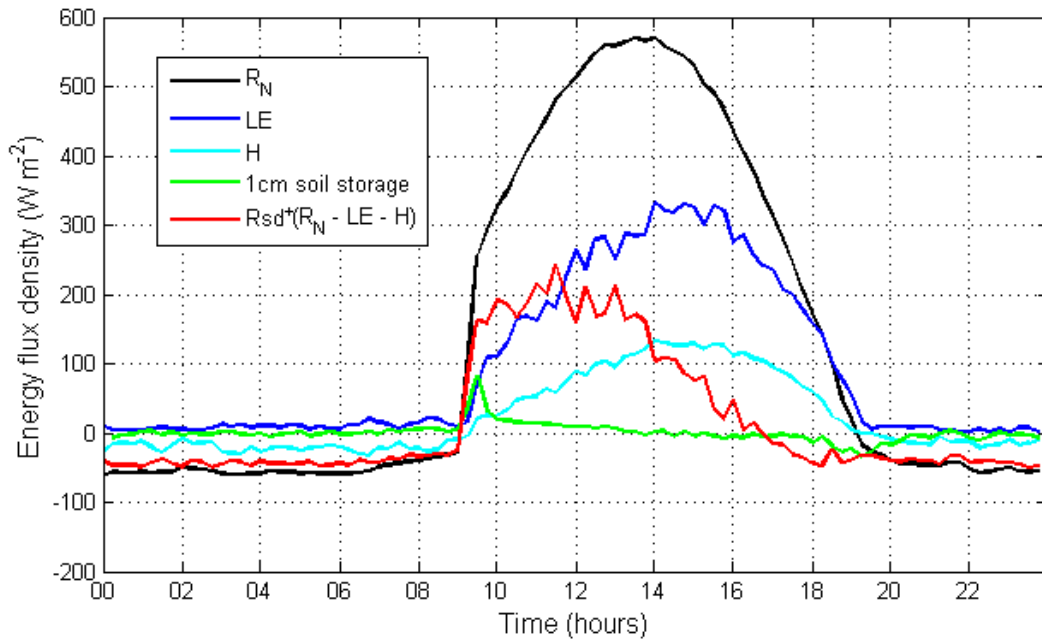


Fig. 13 : Estimation du stockage énergétique à la surface (en vert)

L'évolution des résidus durant la journée peut être expliquée de la manière suivante : En début de journée, les flux turbulents croissent moins rapidement que  $R_N$ , l'énergie disponible est ainsi utilisée pour réchauffer la surface (stockage) et une bonne partie de l'énergie se diffuse en direction du sol ( $G$  élevé). Au milieu de journée,  $R_N$  commence à faiblir alors que les flux turbulents croissent encore, la surface ne gagne plus autant d'énergie et la diffusion thermique vers le sol se ralentit ( $G$  faiblit). Enfin, en seconde partie de journée,  $R_N$  décroît plus rapidement que les flux turbulents qui consomment plus d'énergie que les radiations n'en procurent à la surface. Cette énergie est soustraite de la surface qui se refroidit et des couches superficielles du sol. L'advection qui devient plus importante en fin de journée limite la perte d'énergie de la surface et des couches superficielles du sol en amenant de l'énergie, ce qui conduit à des résidus que peu négatifs en fin de journée.



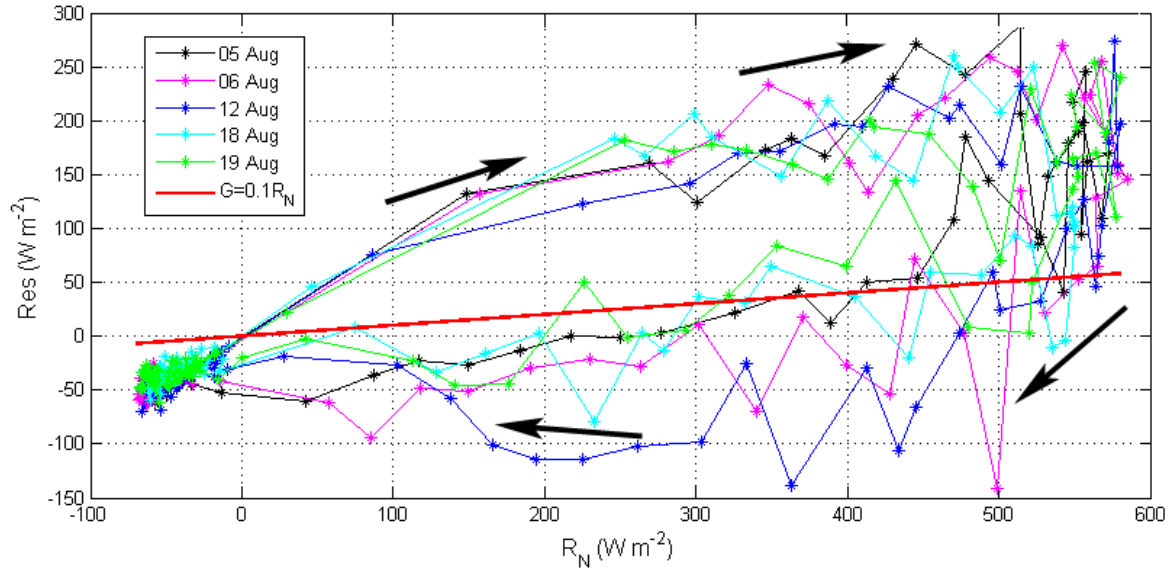


Fig. 14 : Relation entre la radiation nette  $R_N$  et les résidus  $Rsd^+$  pour les cinq jours radiatifs. Les flèches représentent l'évolution au cours de la journée. La ligne rouge représente une approximation souvent utilisée pour  $G$ , dans ce cas très loin de la réalité

### c. Paramétrisations des différents modèles

Nous avons vu dans la section 4 qu'il était nécessaire de produire différents modèles empiriques avant de pouvoir faire fonctionner nos deux différents modèles. Etant donné que les stations Sensorscope mesurent le rayonnement solaire incident, le modèle de Holtslag et Van Ulden (1983) (éq. (12)) est utilisé pour transformer le rayonnement solaire incident en radiation nette. N'ayant pas de données sur la couverture nuageuse à La Fouly, l'ajustement des différents paramètres est basé sur une moyenne du rayonnement de deux jours radiatifs consécutifs, les 5 et 6 août ( $N=0$ ). Dans notre cas, ce modèle est donc valide pour des journées sans nuages. Les différents paramètres ont été ajustés pour le site de La Fouly :  $c_I = 5.68 \cdot 10^{-13} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-6}$ ,  $\alpha = 0.22$  et résultent de la comparaison entre la moyenne de la radiation solaire des 10 stations Sensorscope des zones 1 et 2 (où les courbes minimale et maximale ont été retirées, soit sur une moyenne de 8 stations) avec les valeurs de la radiation nette obtenue dans la zone 4 (Fig. 15).

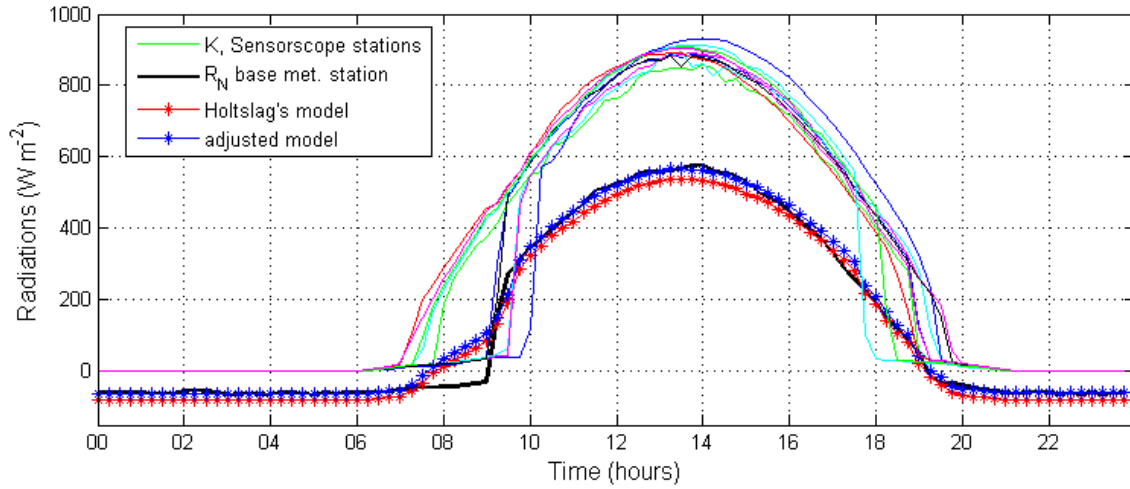


Fig. 15 : Paramétrisation du modèle de conversion des radiations solaires incidentes ( $K$ ) en radiation nette ( $R_N$ ). Les traits fins représentent  $K$  mesuré aux différentes stations Sensorscope et le trait noir épais  $R_N$  mesuré par la station météorologique de base. Le résultat du modèle de conversion est représenté par les étoiles rouges, et le modèle ajusté pour La Fouly par les étoiles bleues.

L'analyse du ratio de Bowen a permis d'observer un comportement assez constant au cours de la journée. Définir comme constant ce ratio est ainsi une bonne estimation pour les besoins du premier modèle énoncé dans la section 4. Sa valeur a été estimée à 0.37 d'après la moyenne des 5 jours radiatifs pour une période comprise entre 10h et 18h, afin que la constante ne soit pas influencée par les variations importantes du ratio de Bowen qui se produisent en début et fin de journée (fig. 16).

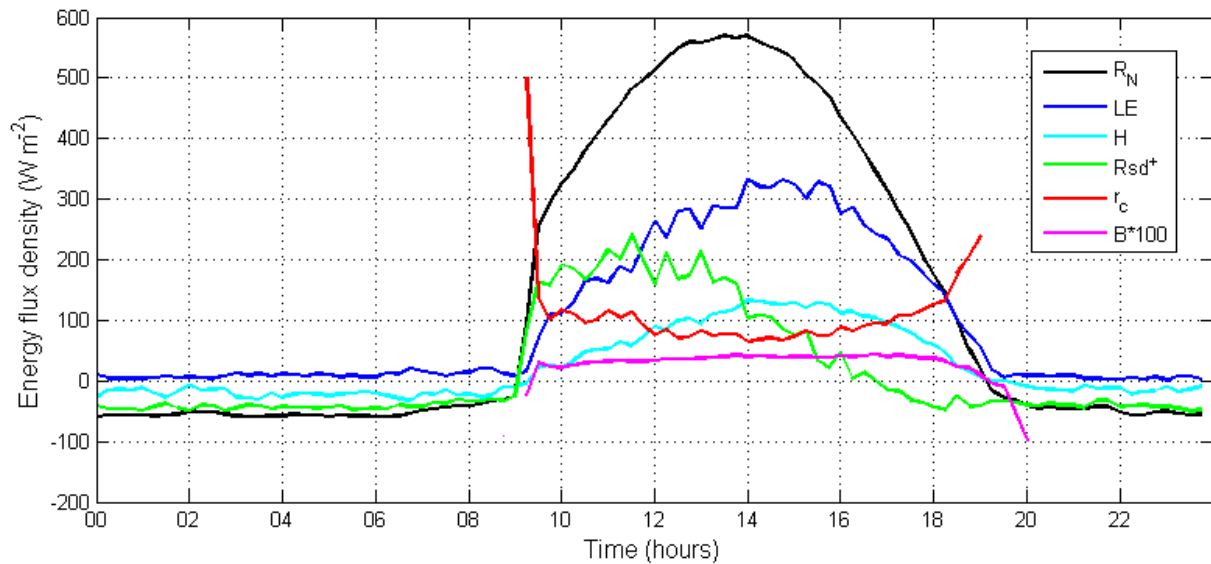


Fig. 16 : Evolution durant la journée de la résistance de surface  $r_c$  (rouge) et du ratio de Bowen (violet)

L'évolution des résidus  $Rsd^+$  définis à l'équation (5) étant plus complexe la journée, ils ont été normalisés avec le rayonnement net. Grâce à cela, une tendance de décroissance linéaire du rapport  $Rsd^+/R_N$  en fonction de la journée a pu être observée (*fig.17*). Un modèle empirique linéaire a été ajusté sur les 5 jours radiatifs afin d'estimer au mieux cette tendance et est défini sous le terme « modèle linéaire ». Ce modèle vaut :

$$\frac{Rsd^+}{R_N} = -0.021 \frac{t_1 - t_0}{\tau} + 0.63$$

$$\text{avec } \tau = \frac{t_{\max} - t_0}{40}$$

où  $t_0$  correspond à l'instant juste avant que  $R_N > 0$  (début de journée),  $t_{\max}$  à l'instant juste avant que  $R_N$  redevienne négatif (fin de journée) et  $t_l$  à l'instant de la journée où est calculé  $Rsd^+$  ( $t_0 \leq t_l \leq t_{\max}$ ).

En réalité, le rapport  $Rsd^+/R_N$  décroît plus rapidement en début et fin de journée.  $R_N$  étant faible à ces deux moments, l'erreur liée au modèle linéaire répercutée sur la valeur de  $Rsd^+$  sera elle aussi assez faible. De plus, le fait que  $R_N$  soit faible, le rapport  $Rsd^+/R_N$  peut devenir très fluctuant, principalement à la fin de la journée. Cependant, un second modèle a tout de même été paramétré afin de mieux tenir compte du début et de la fin de journée. Ce modèle a été défini avec tous les jours de la période allant du 4 au 23 août, en enlevant les jours trop mauvais (jours pluvieux) ou des périodes de certains jours où le rapport était trop fluctuant. Ce modèle est défini par la fonction polynomiale du 5<sup>ème</sup> ordre

$$\frac{Rsd^+}{R_N} = ax^5 + bx^4 + cx^3 + dx^2 + ex + f$$

où  $x = (t_l - t_{\max})/\tau$ ,  $a = -3.85 \cdot 10^{-7}$ ,  $b = 3.63 \cdot 10^{-5}$ ,  $c = -1.27 \cdot 10^{-3}$ ,  $d = 2.04 \cdot 10^{-2}$ ,  $e = 0.1675$  et  $f = 0.9536$ . Ce modèle est défini sous le terme « modèle polynomial » (*fig. 17*).

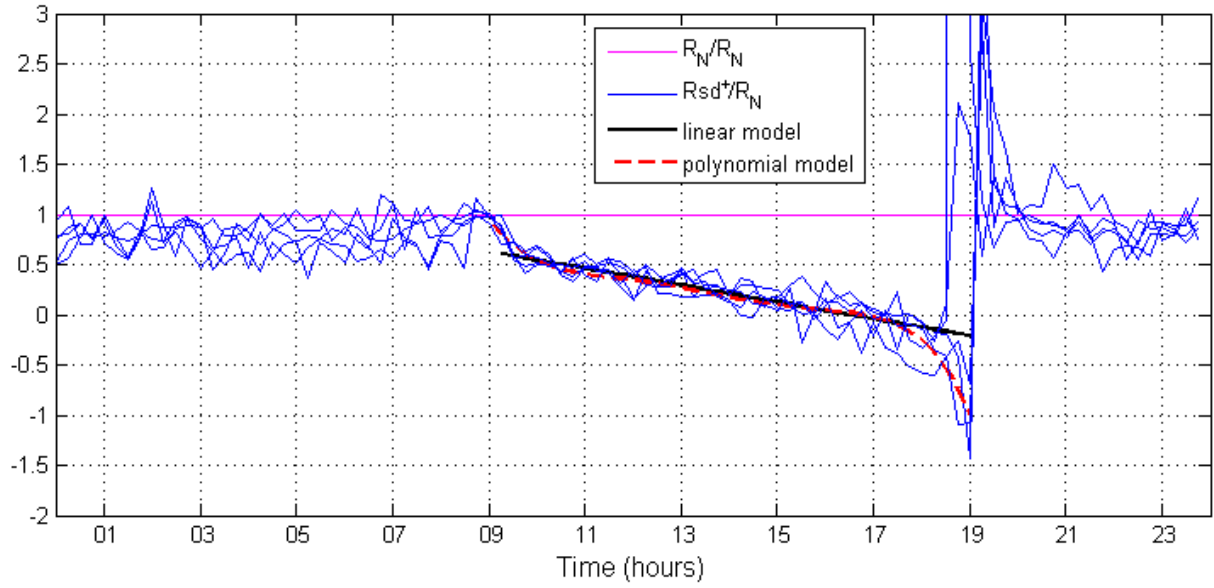


Fig. 17 : Evolution de  $Rsd^+$  normalisé avec  $R_N$  en fonction du temps. Les traits bleus représentent le rapport  $Rsd^+/R_N$  pour les 5 jours radiatifs, les traits noir et rouge trait tillé les modèles linéaire et polynomial appliqués à ce rapport

La résistance de surface  $r_c$ , nécessaire au second modèle, a été calculée la journée d'après l'équation (10) où  $B$  n'a pas été estimé mais calculé d'après les valeurs de chaleur sensible et latente des 5 jours radiatifs (Fig. 16, en rouge). Elle varie légèrement en fonction de la journée (sauf en tout début et toute fin de journée) avec un minimum d'environ  $70 \text{ [s m}^{-1}\text{]}$  en milieu de journée et une moyenne de  $92 \text{ [s m}^{-1}\text{]}$  entre 10 et 17h. Ce résultat est en accord avec les valeurs typiques de ce type de surface (eg. Garratt, 1992). Cette valeur moyenne est utilisée dans le second modèle.

La résistance aérodynamique  $r_a$  nécessite la connaissance de  $z_0$  (*surface roughness length*). Ne l'ayant pas calculé, une valeur en accord avec les valeurs typiques trouvées pour ce genre de surface a dû être estimée. Par exemple, Hiller et al. (2008) ont trouvé  $z_0 = 0.03 \text{ [m]}$ , Brutsaert (1982) reporte une valeur de Kondo (1968) de  $0.065 \text{ [m]}$  pour une prairie du Nebraska et Arya (2001) une valeur approximative moyenne de  $0.08 \text{ [m]}$ . Une valeur de  $z_0 = 0.05 \text{ [m]}$  a été choisie afin de calculer  $r_a$ . Notons que ce choix a une influence presque négligeable sur le calcul de  $r_c$  et les modélisations de flux (par exemple, le flux de chaleur latente modélisé diminue d'environ 1.5% dans l'après midi en passant d'une valeur de  $z_0$  de 0.03 à 0.05 ou encore de 0.05 à 0.08 [m]).

Durant la période nocturne ( $R_N < 0$ ), un seul modèle est utilisé et est de la forme du premier modèle énoncé dans la section 4. Les paramètres suivants ont été estimés d'après les cinq jours radiatifs : le ratio de Bowen est constant et vaut -2, les résidus sont constants et valent  $0.8 \cdot R_N$  (cf. partie nocturne, *fig. 17*). Ces valeurs sont totalement empiriques et valables pour le site de La Fouly (estimées pour des nuits sans nuages).

#### d. Résultats des modèles

Pour quantifier le comportement des différents modèles par rapport aux données mesurées et les comparer entre eux, nous utilisons comme outils statistiques la corrélation  $R^2$ , la fraction biaisée FB (*Fractional Bias*, Chang et al, 2004) et le PNMSE (*Peak Normalized Mean Squared Error*). FB est une mesure de la tendance d'un modèle à sur ou sous-estimer les données observées. Si une surestimation est faite par le modèle, la valeur de FB sera négative alors qu'elle sera positive dans le cas d'une sous-estimation. Une corrélation parfaite ainsi qu'une dispersion parfaitement symétrique autour d'une pente 1 : 1 conduisent dans les deux cas à une valeur de FB nulle. Cet outil statistique est fortement influencé par des valeurs élevées. Il est défini par :

$$FB = \frac{(\bar{C} - \bar{C}_p)}{0.5(\bar{C} + \bar{C}_p)}$$

où  $C_p$  est la valeur modélisée et  $C$  la valeur observée

Le PNMSE est une mesure de la dispersion entre les jeux de données (modèle et mesure) autour d'une corrélation parfaite. Sa valeur est nulle pour une corrélation parfaite et augmente avec la dispersion. Cet outil est prévu pour ne pas être trop influencé par les valeurs faibles (principalement pour quand une seule des deux valeurs (observée ou modélisée) devient négative). PNMSE est simplement défini par :

$$PNMSE = \sum_{i=1}^n \frac{\sqrt{(C_p^i - C^i)^2}}{C_{\max}}$$

où  $C_p$  est la valeur modélisée,  $C$  la valeur observée et  $C_{\max}$  la valeur observée maximale.

Dans la section 4, deux différents modèles ont été présentés, le premier se basant sur le ratio de Bowen et le second découlant de l'équation de Penman-Montheith. Ces deux modèles sont

appelés dans ce chapitre respectivement *Bowen* et *Penman-Monteith* pour plus de simplicité. De plus, les résidus  $Rsd^+$  (ou  $G$  selon le modèle) ont été modélisés par l'approximation  $G = 0.1 \cdot R_N$ , par le modèle « linéaire » ou encore par le « modèle polynomial » (cf. section 5.c). Ils sont nommés dans ce chapitre respectivement « standard », « linéaire » et « polynomial ». Le tableau 2 résume les composants de chaque modèle nommé. Par exemple, le modèle *BR2* est composé du modèle *Bowen* et du modèle *linéaire* des résidus et se base sur l'équation de la balance énergétique  $H + LE = R_N + Rsd^+$ .

Name	Model	Energy balance equation	$Rsd^+$ (or $G$ ) model
BR1	Bowen Ratio	$H + LE = R_N + G$	$G = 0.1 R_N$ (standard)
BR2	Bowen Ratio	$H + LE = R_N + Rsd^+$	$Rsd^+/R_N$ linear
BR3	Bowen Ratio	$H + LE = R_N + Rsd^+$	$Rsd^+/R_N$ polynomial
PM1	Penman-Monteith	$H + LE = R_N + G$	$G = 0.1 R_N$ (standard)
PM2	Penman-Monteith	$H + LE = R_N + Rsd^+$	$Rsd^+/R_N$ linear

Tableau 2: Composants de chacun des modèles utilisés

Les différents flux  $H$ ,  $LE$  et  $Rsd^+$  ont été modélisés pour un jour radiatif typique du mois d'août (issu des 5 jours radiatifs) par différents modèles (fig. 18) et comparés avec les outils statistiques décrits ci-dessus pour la période diurne (lorsque  $R_N > 0$ ) avec la moyenne des mesures des cinq jours radiatifs (fig. 19) et la comparaison de valeurs modélisées et observées (fig. 20).

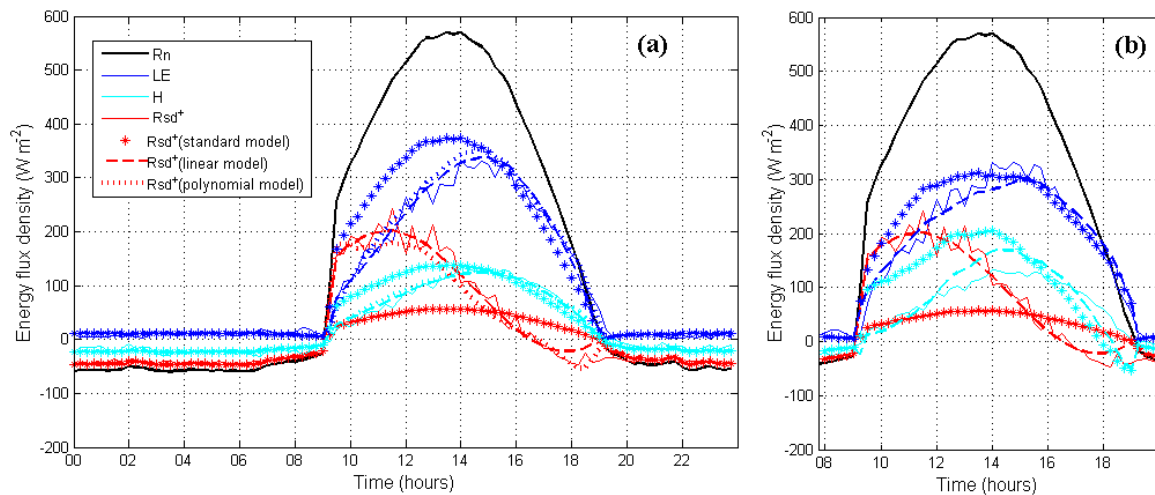


Fig. 18 : Différentes modélisations de  $H$ ,  $LE$  et  $Res$  ( $G$ ) pour les cinq jours radiatifs. (a) modélisations issues des modèles "BR1" (étoiles), "BR2" (ligne discontinue) et "BR3" (ligne traitillée) et (b) de "PM1" (étoile) et "PM2" (ligne discontinue). Les mesures sont représentées par les traits fins continus.

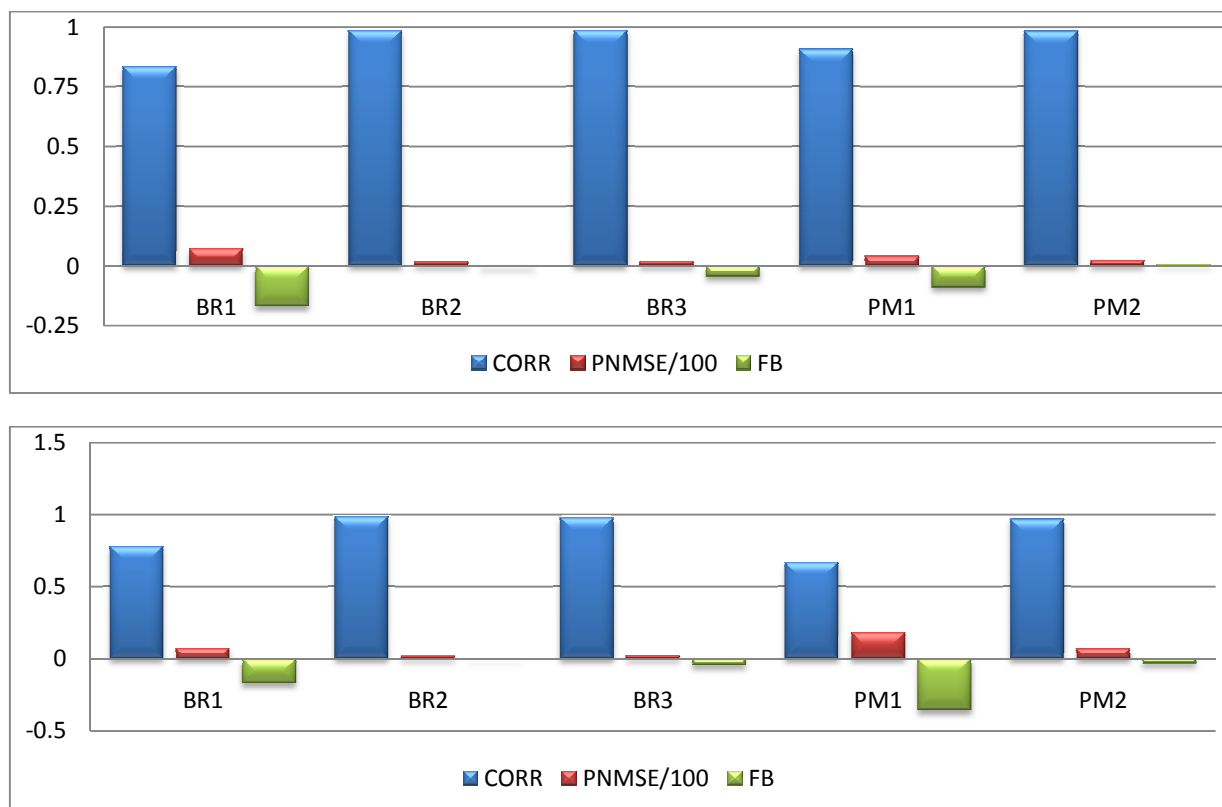


Fig. 19 : Comparaisons statistiques des différents modèles avec les mesures effectuées pour la moyenne des 5 jours radiatifs (en haut) des flux de chaleur latente (LE) et des flux de chaleur sensible (H) (en bas),  $R^2$  est représenté en bleu, PNMSE en rouge et FB en vert.

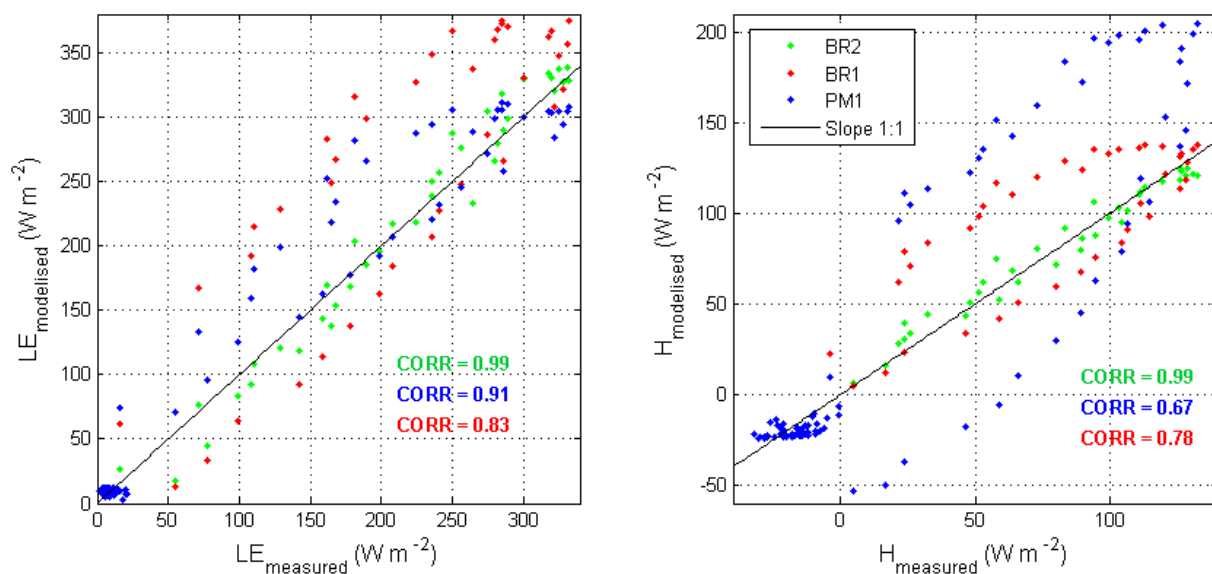


Fig. 20 : Comparaisons des valeurs estimées par différents modèles avec les valeurs observées pour la moyenne des 5 jours radiatifs, à gauche pour LE et à droite pour H, ainsi que les corrélations ( $R^2$ ) correspondantes.

Comme on pouvait s'y attendre (cf. section 5.b), les modèles *PM1* et *BR1*, utilisant l'approximation  $G = 0.1 \cdot R_N$ , donnent de moins bons résultats de calcul des flux turbulents que les autres modèles. En effet, les corrélations des modèles des résidus *standard* de *LE* et de *H* sont bien plus faibles que pour les autres modèles, la dispersion des valeurs y sont beaucoup élevées (PNMSE élevés) et surestiment fortement les flux (FB négatifs). La modélisation de *H* y est spécialement mauvaise avec le modèle *Penman*. Ce constat peut être également fait d'une manière visuelle sur les *figures 18 et 20*. Les résultats des modèles des résidus *linéaire* et *polynomial* sont très proches. Le modèle *polynomial* est cependant un peu moins bon car il surestime *LE* et *H* et possède une dispersion légèrement plus élevée. D'une manière générale, le modèle *Penman-Monteith* donne pour cette période de moins bons résultats que le modèle *Bowen* (en comparant sur la même base soit *PM1* et *BR1* ou *PM2* et *BR2*). Cependant, *PM1* donne de meilleurs résultats pour *LE* que *BR1* (corrélation plus importante, dispersion plus faible et surestimation moins élevée).

On peut maintenant se demander comment réagissent les modèles *Penman-Monteith* et *Bowen* (utilisant le modèle *linéaire* des résidus, qui présente les meilleurs résultats) pendant un période de mauvais temps. Une simulation est ainsi présentée à la *figure 21* pour le jour pluvieux du 9 août 2009 (pluie principalement entre 18 et 22h avec entre 5 et 10mm de précipitations). Le modèle empirique des résidus (modèle *linéaire*), paramétré à partir de jours de grand beau temps, suit bien les résidus observés et réagit très bien à cette journée tourmentée. Le flux de chaleur sensible modélisé par *BR2* suit presque parfaitement les valeurs observées alors qu'il est périodiquement surestimé par le modèle *PM2*. D'une manière similaire, le flux de chaleur latente est bien estimé par le modèle *BR2* et légèrement sous-estimé en début de journée par le second modèle. Bien entendu, les modèles ne peuvent simuler les pluies et donc l'estimation de *LE* entre 18 et 22h (lors de pluies assez abondantes) est complètement faussé. Par contre, on remarque que *H* y est encore assez bien estimé.



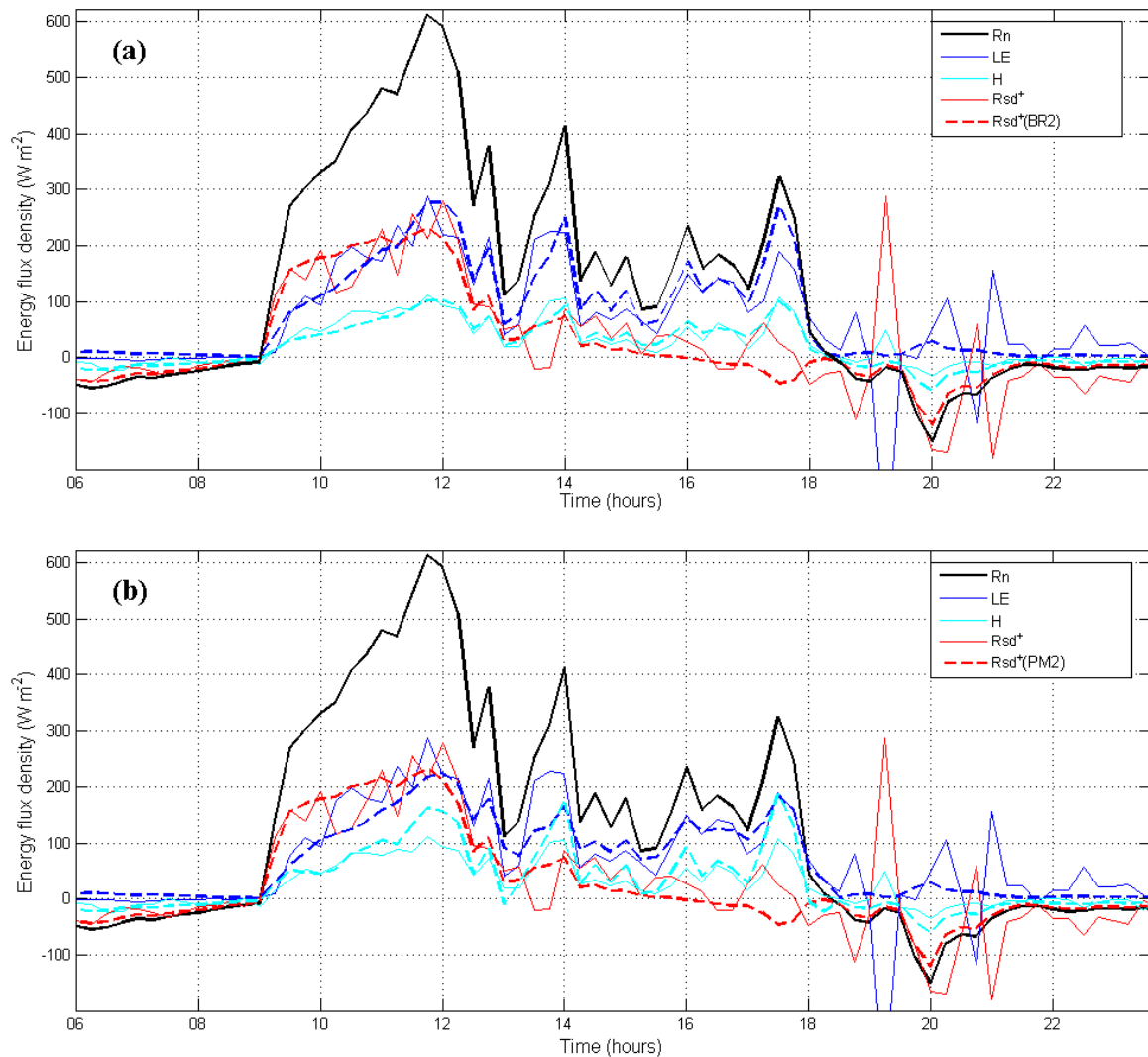


Fig. 21: Résultats de la modélisation d'un jour pluvieux d'août à la Fouly (lignes traitillés). (a) modèle « BR2 », (b) modèle « PM2 ».

La période du 12 au 20 août 2009 est caractérisée d'une manière générale par des journées ensoleillées avec des développements nuageux dès le début d'après-midi liés à une atmosphère instable. Le comportement des différents modèles a été analysé pour cette période (fig. 22 et 23). Le comportement général des différents modèles est similaire à celui décrit pour les 5 jours radiatifs. La différence de corrélation est moins importante entre les différents modèles *standard* et *linéaire*. Cela provient en partie qu'ici les statistiques sont calculées pour la période entière, comprenant aussi la période nocturne dont le modèle est unique (qui a donc tendance à diminuer les différences de corrélation). Cependant, PNMSE et FB sont très peu influencés par la période nocturne (très faibles valeurs par rapport à la période diurne). Les sur ou sous-estimations des

différents modèles sont pratiquement identique aux 5 jours radiatifs, sauf pour le modèle *PM2* qui sous-estime assez fortement *H* durant cette période. La dispersion, bien que (logiquement) bien plus importante que pour la moyenne des 5 jours radiatifs, a exactement le même comportement entre les différents modèles. Le modèle le plus proche des mesures de *LE* et *H* est ici encore *BR2* avec la corrélation la plus élevée d'entre tous les modèles (respectivement 0.97 et 0.95 pour *LE* et *H*), les dispersions les plus faibles et une sous-estimation négligeable (FB respectivement de 0.014 et 0.003).

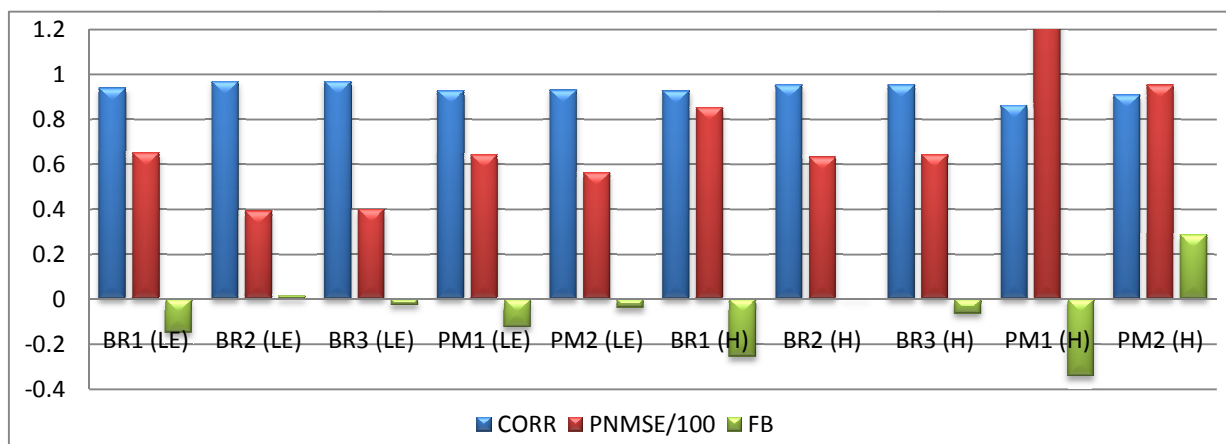


Fig. 22 : Comparaisons statistiques ( $R^2$  en bleu, PNMSE en rouge, FB en vert) de différents modèles avec les mesures effectuées entre le 12 août et le 20 août 2009, pour *LE* (à gauche) et *H* (à droite).

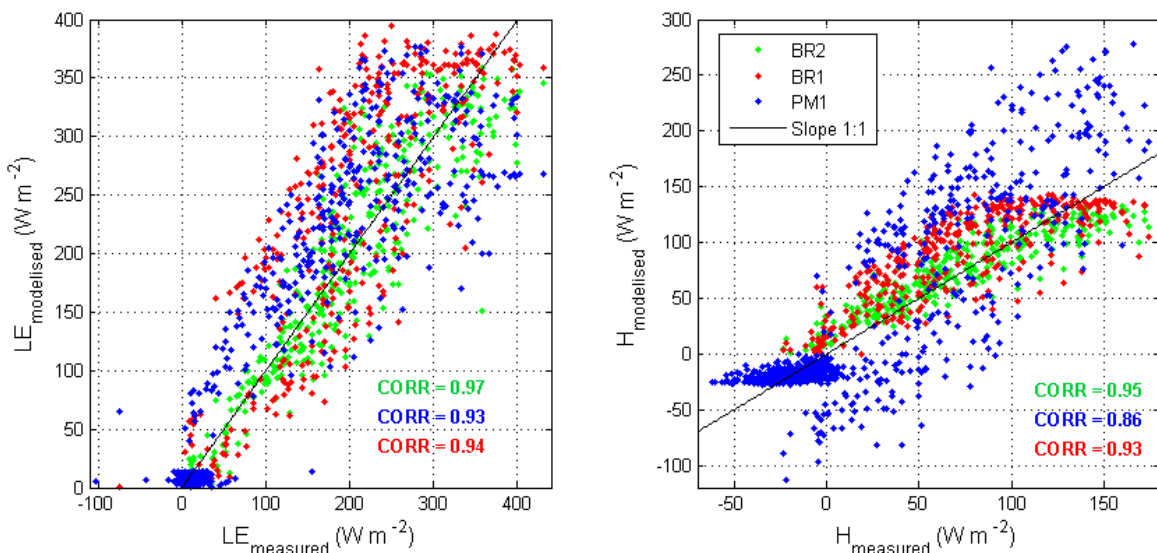


Fig. 23 : Comparaisons des valeurs estimées par différents modèles avec les valeurs observées des mesures effectuées entre le 12 août et le 20 août 2009, à gauche pour *LE* et à droite pour *H*, ainsi que les corrélations ( $R^2$ ) correspondantes.

Ce modèle, en plus d'obtenir les meilleurs résultats (pour une journée sans nuage, nuageuse voire même pluvieuse) est extrêmement simple et ne nécessite comme mesure que la radiation nette (au lieu de la radiation nette, humidité et température de l'air, pression, vitesse du vent ainsi que la connaissance ou l'estimation des résistances aérodynamiques et de surface pour les modèles basés sur la théorie de Penman-Monteith).

Aux vues de ces résultats, le modèle *BR2* a été retenu pour modéliser les flux turbulents à la surface ainsi que l'évapotranspiration sur les stations Sensorscope de La Fouly. Les résultats de la simulation sur différentes stations Sensorscope pour un jour radiatif typique du mois d'août (basé sur un  $R_N$  moyen des 5 jours radiatifs) sont présentés à la *figure 24*. L'influence du relief sur les différents flux y est bien visible (ombres portées, mais aussi inclinaison et orientation de la pente où se situent les stations).

L'évapotranspiration modélisée à la station météorologique de base est de 3.41mm/jour ou 3.20mm durant la journée ( $R_N > 0$ ) soit une différence de respectivement 1.5% et 0.3% avec les mesures. L'évapotranspiration modélisée durant la période diurne pour chaque station est résumée sur la *figure 25* et varie de 3.20mm/journée pour la station 1037 à 3.80mm/journée pour la station 1042. Comme pour les flux turbulents, l'hétérogénéité spatiale influence la quantité d'évapotranspiration. Dans notre cas, nous pouvons voir l'influence des ombres projetées sur l'évapotranspiration (stations 1041 et *Sonic* (station météorologique de base)), de même que l'orientation (zone 1 comparée à la zone 2) ou la pente (station 1035 comparée par exemple à la station 1032).

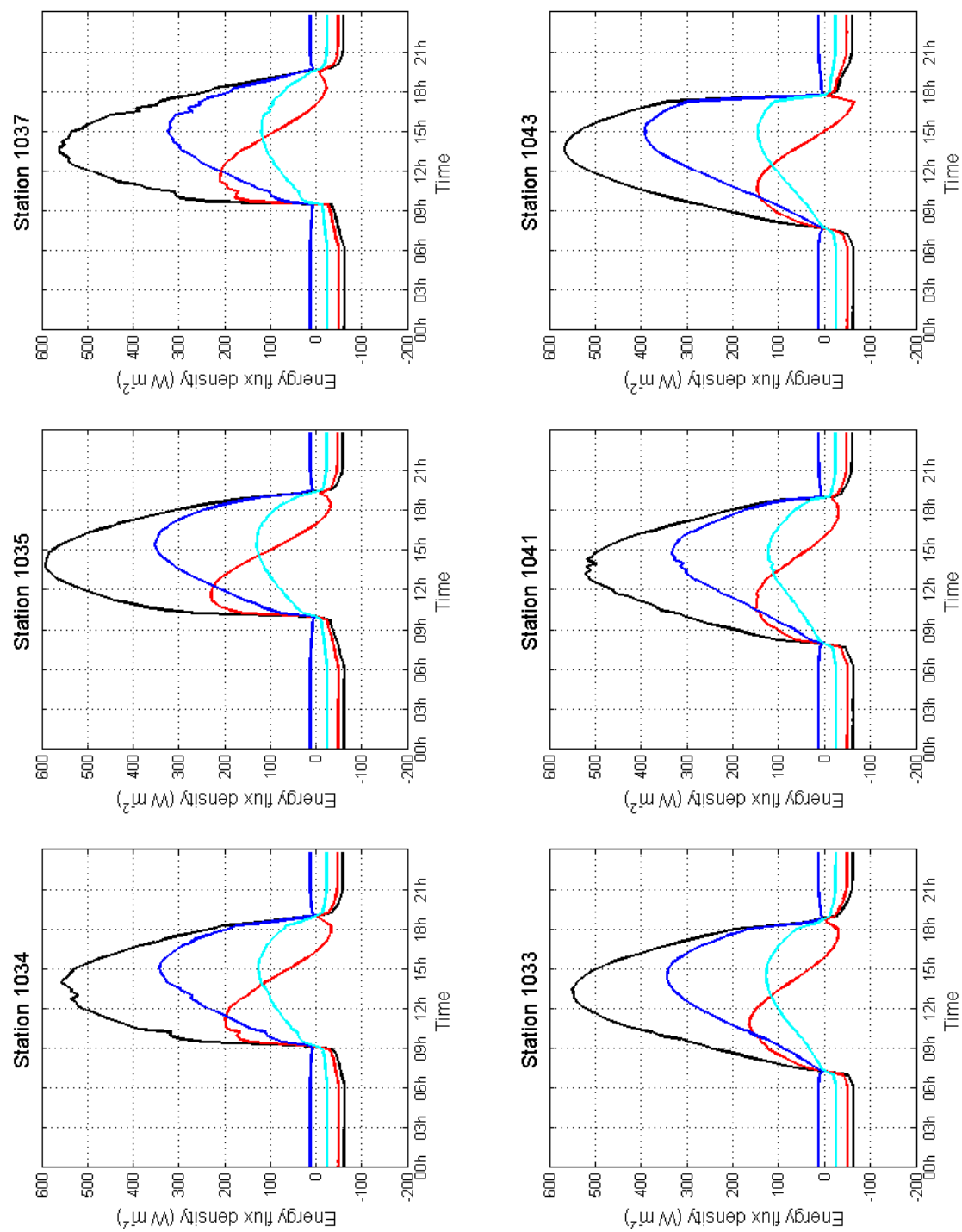


Fig. 24 : Modélisation des différents flux à la surface sur différentes stations Sensorscope d'après le modèle "BR2" (jour radiatif typique du mois d'août basé sur 5 jours radiatifs)

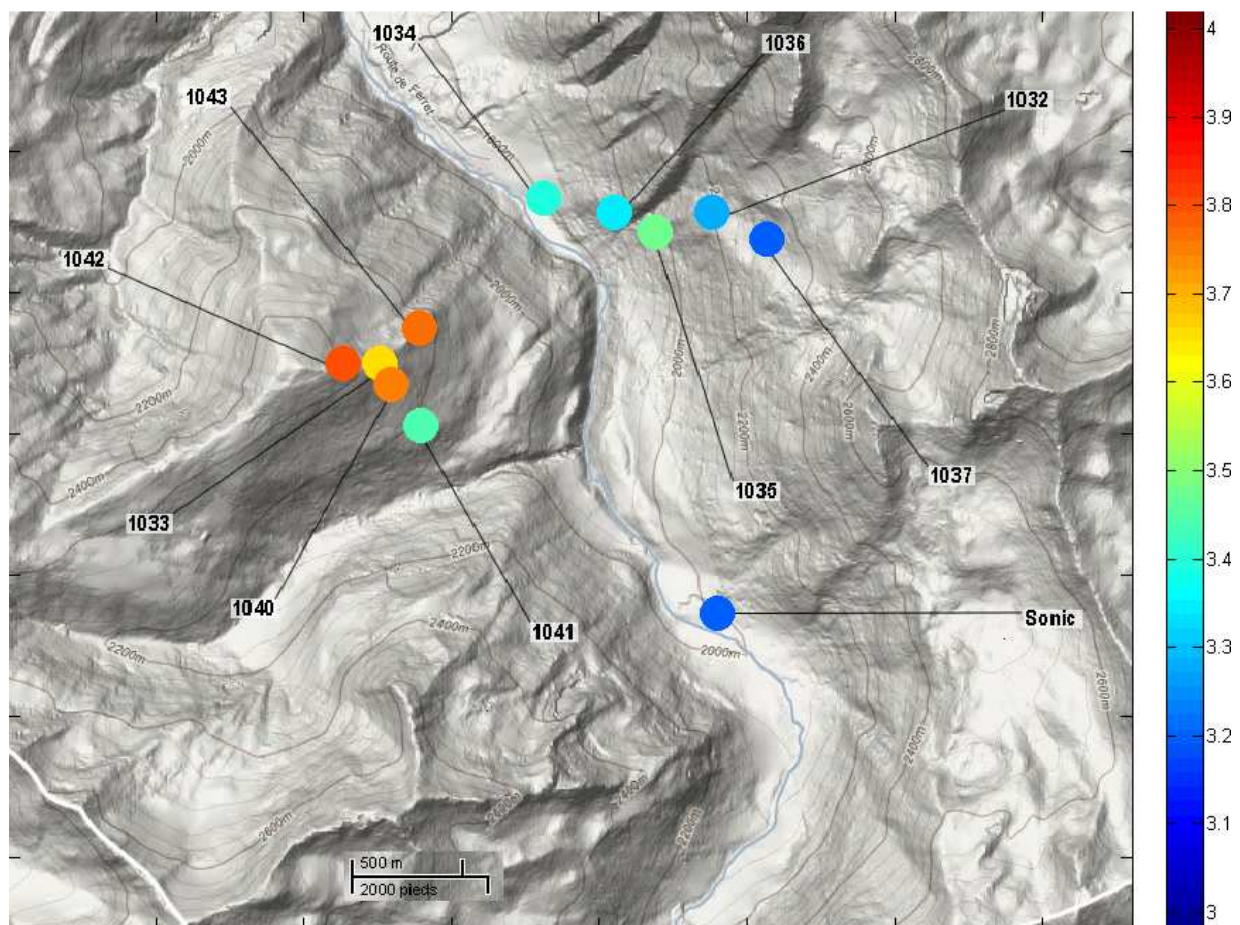


Fig. 25 : Modélisation de l'évapotranspiration durant la journée ( $R_N > 0$ ) aux différentes stations d'après le modèle "BR2", [mm/journée]

## 6. Conclusion

---

L'étude des vents diurnes dans le bassin versant de La Fouly a permis de montrer un régime diurne très régulier de vent de vallée (notamment dans la vitesse et la direction du vent), et des développements de vents de pente sur les flancs de la vallée, ascendants la journée et descendant la nuit. Ces vents de pente, peuvent être influencés et déviés par le vent de vallée ou par la complexité du terrain (par exemple par de petites vallées adjacentes ou encore par l'hétérogénéité de l'orientation et de la déclinaison des pentes). L'analyse a aussi montré que les vents de pentes sont largement influencés par l'évolution de la température de la surface où l'hétérogénéité spatiale y joue un grand rôle, principalement dans le développement des transitions. L'analyse des ces dernières en fonction de l'altitude sur une pente orientée vers l'ouest a permis de conclure que la transition de fin de journée est initiée au bas de la pente et se propage vers l'amont, soit dans le sens contraire à ce qui est normalement observé.

Les flux turbulents à la surface ont été mesurés au centre du bassin versant pour le mois d'août. Le ratio de Bowen est assez constant durant la journée et proche d'une valeur de 0.4. L'évapotranspiration moyenne durant le mois d'août pour un beau temps sans nuages est de 3.36mm/jour (3.19mm durant la période diurne). L'analyse de la différence entre le rayonnement net et les flux turbulents a permis de déceler une hystérèse importante provoquée par la combinaison du flux de chaleur du sol, d'un stockage énergétique à la surface ainsi que d'un phénomène d'advection horizontale créée par les vents diurnes. Une estimation uniquement en fonction de  $R_N$  n'est donc pas suffisante pour le site de La Fouly et un modèle empirique a été développé afin de correctement reproduire cette hystérèse.

Plusieurs modèles ont été développés soit à partir de la théorie liée au ratio de Bowen, soit à celle de Penman et ont été testés avec les mesures des flux turbulents. Globalement, les modèles liés au ratio de Bowen ont donné de meilleurs résultats. Sur une période de huit jours consécutifs typiques de la saison, des corrélations de 0.97 et 0.95 ont été obtenues entre les mesures et le meilleur modèle pour  $LE$  et  $H$  respectivement. Ce modèle a donc été utilisé afin de modéliser les flux turbulents et l'évapotranspiration pour les stations Sensorscope. Des valeurs d'évapotranspiration variant entre 3.2 et 3.8mm durant la journée ont été obtenues par la simulation. Ces résultats dénotent l'importance que joue l'hétérogénéité spatiale dans un tel

environnement montagneux. Un avantage majeur réside dans le fait que le modèle ne demande que la connaissance du rayonnement net.

Cependant le modèle est basé sur des modèles empiriques locaux des résidus (ou  $G$ ) et du ratio de Bowen et est conçu uniquement pour cette location. Un modèle théorique doit être développé pour le calcul de  $G$  et basé sur des mesures directes (par exemple humidité et température du sol), afin de mieux comprendre l'influence exacte des composantes de stockage et d'advection et d'en tirer des modèles plus généraux et applicable à une plus large échelle. Les résultats des modèles basés sur les équations de Penman-Monteith pourraient être bien améliorés en modélisant mieux le comportement journalier de la résistance de surface. Cette dernière, calculée selon la méthode de De Bruin et Holtslag, devrait en outre être comparée avec d'autres méthodes d'estimation basées sur des mesures de la végétation (eg. Garratt, 1992). Enfin, le modèle de transformation des radiations solaires incidentes en radiation nette n'a été paramétré que pour des jours sans nuages et il serait nécessaire de l'ajuster pour tous les types de temps.

La campagne de mesure de La Fouly durant l'été 2010 pourra permettre de comparer les flux turbulents mesurés à deux emplacements différents du bassin versant durant la même période mais sur deux années différentes. Cela permettra de vérifier le comportement du ratio de Bowen durant la journée, qui est à la base de notre simulation, et ainsi peut être générer un modèle empirique marchant non plus à une échelle locale mais pour ce type d'environnement. De plus, des mesures du flux dans le sol seront effectuées, permettant de vérifier l'importance que  $G$  a sur les résidus et de quantifier plus précisément la part du stockage à la surface et de l'advection horizontale d'énergie. Enfin, un important dispositif sera installé sur le flanc de la vallée orienté vers l'ouest afin de mieux comprendre les vents de pente à cet endroit et surtout les phases de transitions en découlant avec une meilleure résolution verticale et dans la direction de la pente.

## 7. Remerciements

---

Je tiens à remercier tout particulièrement Eric Pardyjak, pour son encadrement, sa disponibilité et sa gentillesse tout au long de ce travail. Ses conseils, explications et idées m'ont été d'une grande aide pour la réalisation de ce travail. Enfin, je souhaite spécialement le remercier pour sa relecture du travail, écrit en français.

Je remercie aussi Silvia Simoni pour la mise à disposition des données de La Fouly et ses explications par rapport à l'expérimentation de 2009. Je tiens enfin à remercier tous les collaborateurs de l'EFLUM pour leurs aides précieuses et leur accueil chaleureux, et spécialement Marc Parlange qui m'a accueilli dans son laboratoire pour la réalisation de ce projet.



## 8. Références bibliographiques

---

- Aubinet, M., A. Grelle, et al. (2000). "Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: The EUROFLUX methodology." Advances in Ecological Research, Vol 30 **30**: 113-175.
- Arya, S. Pal (2001), Introduction to micrometeorology, Academic Press, San Diego, California, 420p.
- Barrenetxea, G., F. Ingelrest, et al. (2008). "Wireless sensor networks for environmental monitoring: The SensorScope experience." 2008 International Zurich Seminar on Communications: 98-101.
- Brazel, A. J., H. J. S. Fernando, et al. (2005). "Evening transition observations in Phoenix, Arizona." Journal of Applied Meteorology **44**(1): 99-112.
- Brutsaert, W. H. (1982), *Evaporation into the atmosphere*, Reidel Publishing compagny, Dordrecht, Holland, 299p.
- Brutsaert, W. H. (2005), *Hydrology – An Introduction*, Cambridge University Press, New York, 605 p.
- Chang, J. C. and S. R. Hanna (2004). "Air quality model performance evaluation." Meteorology and Atmospheric Physics **87**(1-3): 167-196.
- Debruin, H. A. R. and A. A. M. Holtslag (1982). "A SIMPLE PARAMETERIZATION OF THE SURFACE FLUXES OF SENSIBLE AND LATENT-HEAT DURING DAYTIME COMPARED WITH THE PENMAN-MONTEITH CONCEPT." Journal of Applied Meteorology **21**(11): 1610-1621.
- Garratt, J. R. (1992), *The atmospheric boundary layer*, Cambridge University Press, Cambridge, Great Britain, 316 p.
- Hiller, R., M. J. Zeeman, et al. (2008). "Eddy-covariance flux measurements in the complex terrain of an Alpine valley in Switzerland." Boundary-Layer Meteorology **127**(3): 449-467.
- Holtslag, A. A. M. and A. P. Vanulden (1983). "A SIMPLE SCHEME FOR DAYTIME ESTIMATES OF THE SURFACE FLUXES FROM ROUTINE WEATHER DATA." Journal of Climate and Applied Meteorology **22**(4): 517-529.
- Hunt, J. C. R., H. J. S. Fernando, et al. (2003). "Unsteady thermally driven flows on gentle slopes." Journal of the Atmospheric Sciences **60**(17): 2169-2182.
- Ingelrest, F., G. Barrenetxea, et al. (2010). "SensorScope: Application-Specific Sensor Network for Environmental Monitoring." Acm Transactions on Sensor Networks **6**(2).
- Jarvi, L., I. Mammarella, et al. (2009). "Comparison of net CO<sub>2</sub> fluxes measured with open- and closed-path infrared gas analyzers in an urban complex environment." Boreal Environment Research **14**(4): 499-514.

Liebenthal, C. and T. Foken (2003). "On the significance of the Webb correction to fluxes." Boundary-Layer Meteorology **109**(1): 99-106.

Matzinger, N., M. Andretta, et al. (2003). "Surface radiation budget in an Alpine valley." Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society **129**(588): 877-895.

Meyers, T. P. and S. E. Hollinger (2004). "An assessment of storage terms in the surface energy balance of maize and soybean." Agricultural and Forest Meteorology **125**(1-2): 105-115.

Monteith, John (2008), *Principle of Environmental Physics – Third edition*, Academic Press, San Diego, California, 418p.

Pardjak, E. R., H. J. S. Fernando, et al. (2009). "A case study of the development of nocturnal slope flows in a wide open valley and associated air quality implications." Meteorologische Zeitschrift **18**(1): 85-100.

Penman, H. L. (1948). "NATURAL EVAPORATION FROM OPEN WATER, BARE SOIL AND GRASS." Proceedings of the Royal Society of London Series a-Mathematical and Physical Sciences **193**(1032): 120-&.

Rotach, M. W., M. Andretta, et al. (2008). "Boundary layer characteristics and turbulent exchange mechanisms in highly complex terrain." Acta Geophysica **56**(1): 194-219.

Simoni, S. (2010), Assessing of the impact of spatial heterogeneity on natural hazards for an Alpine watershed. MRI NEWS, Newsletter of the Mountain Research Initiative, no. 4, May 2010

Stull, R. B. (1997), *An introduction to Boundary layer Meteorology*, Kluwer Academic publishers, Dordrecht, Netherlands, 666p.

Thom, A. S. and H. R. Oliver (1977). "PENMANS EQUATION FOR ESTIMATING REGIONAL EVAPORATION." Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society **103**(436): 345-357.

Van Dijk, A., Moene, A.F., and De Bruin, H.A.R., 2004: *The principles of surface flux physics: theory, practice and description of the ECPACK library*, Internal Report 2004/1, Meteorology and Air Quality Group, Wageningen University, Wageningen, the Netherlands, 99 pp.

Webb, E. K., G. I. Pearman, et al. (1980). "CORRECTION OF FLUX MEASUREMENTS FOR DENSITY EFFECTS DUE TO HEAT AND WATER-VAPOR TRANSFER." Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society **106**(447): 85-100.

Whiteman, C. David (2000), *Mountain Meteorology – Fundamentals and Applications*, Oxford University Press, New York – Oxford, 355p.

Whiteman, C. D., K. J. Allwine, et al. (1989). "DEEP VALLEY RADIATION AND SURFACE-ENERGY BUDGET MICROCLIMATES .1. RADIATION." Journal of Applied Meteorology **28**(6): 414-426.

Wieser, G., A. Hammerle, et al. (2008). "The water balance of grassland ecosystems in the Austrian Alps." Arctic Antarctic and Alpine Research **40**(2): 439-445.

## 9. Annexes

### 1. Critères d'exclusion des données brutes Sensorscope et problèmes d'échantillonnage

Afin de déceler les valeurs aberrantes dans les jeux de données brutes issus des stations Sensorscope, les valeurs maximales et minimales ont été calculées pour chacun des jeux de données (période complète de mesure) et ont été comparées entre elles. Les jeux de données comprenant des valeurs minimales et/ou maximales trop éloignées de celles généralement rencontrées dans les autres jeux de données ont été définies comme valeurs aberrantes tout comme les valeurs physiquement impossible (par exemple une humidité relative inférieure à 0). Les critères d'exclusion ont été choisis de telle sorte qu'après les avoir appliqués, tous les jeux de données possèdent des valeurs maximales et minimales physiquement possible et proches des valeurs généralement rencontrées. Les valeurs maximales et minimales « normales » sont résumées dans le *tableau A.1*, de même que les valeurs aberrantes et les différents critères d'exclusion. Notons que les mesures dans le sol n'ont pas été analysées et qu'aucune valeur aberrante n'a été trouvée dans les mesures de la température de surface et des précipitations.

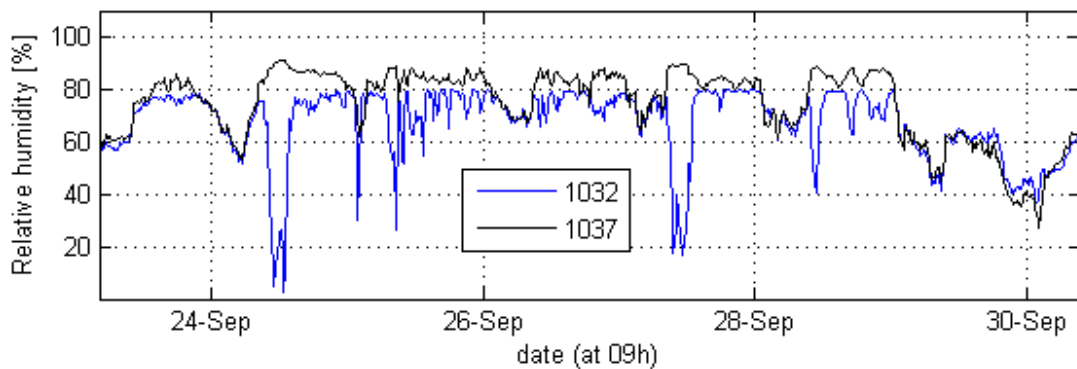
Mesure	unité	valeurs max.	valeurs min.	valeurs aberrantes	critères d'exclusion
Rad. solaire inc.	W/m <sup>2</sup>	~1200	≥ 0	→ (jusqu'à) 8000	> 1600
Température air	°C	22 à 26	~ -10	→ 126 ou -35	>32 ou < -15
Direction vent	°N	< 360	0	→ 540	≥ 360
Vitesse vent	m/s	~10 à 12	0	→ ~50	≥ 30
Humidité relative	%HR	<100	~20	< 0 ou >100	≤ 0 ou >100

*Tableau A.1: Valeurs maximales et minimales généralement rencontrées à La Fouly en été/automne 2009 mesurées par les différentes stations Sensorscope ainsi que les valeurs aberrantes et les critères d'exclusion afin de corriger les données brutes*

Quelques problèmes d'échantillonnages de ces stations ont été trouvés et sont décrits ci-après. Ces derniers peuvent conduire à des valeurs aberrantes mais cela n'est pas toujours le cas.

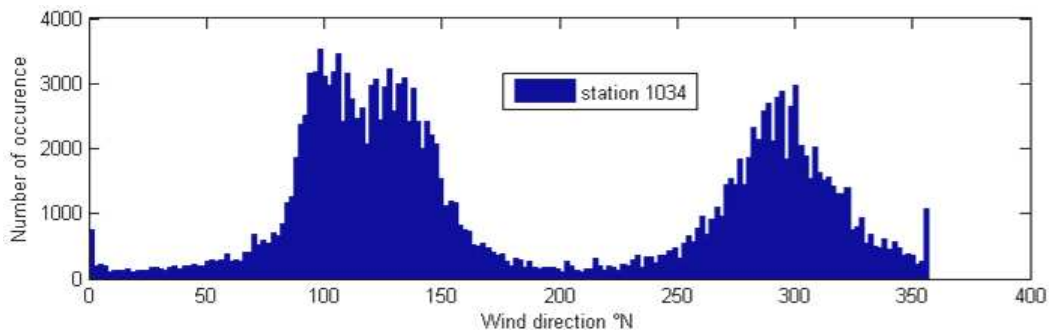
Il arrive à plusieurs stations Sensorscope que les valeurs mesurées de l'humidité relative chutent brusquement à des taux très faibles et ceci pour des pas de temps allant à plusieurs

heures. La *figure A.1* montre un exemple de ces phénomènes, où y voit deux stations proches l'une de l'autre. L'une des deux stations montre des chutes brutales du taux d'humidité (stations 1032) au contraire de la seconde (station 1037) qui garde un comportement plus habituel. Cela nous permet de conclure que les mesures de la station 1032 deviennent erronées quand ces chutes se produisent. On voit que cela se produit lorsque le taux d'humidité de l'autre station est le plus élevé. On peut dès lors penser que certains capteurs d'humidité ne fonctionnent pas correctement lorsque le taux d'humidité est trop élevé.



*Fig. A.1: Erreurs de mesures du taux d'humidité sur certaines stations Sensorscope*

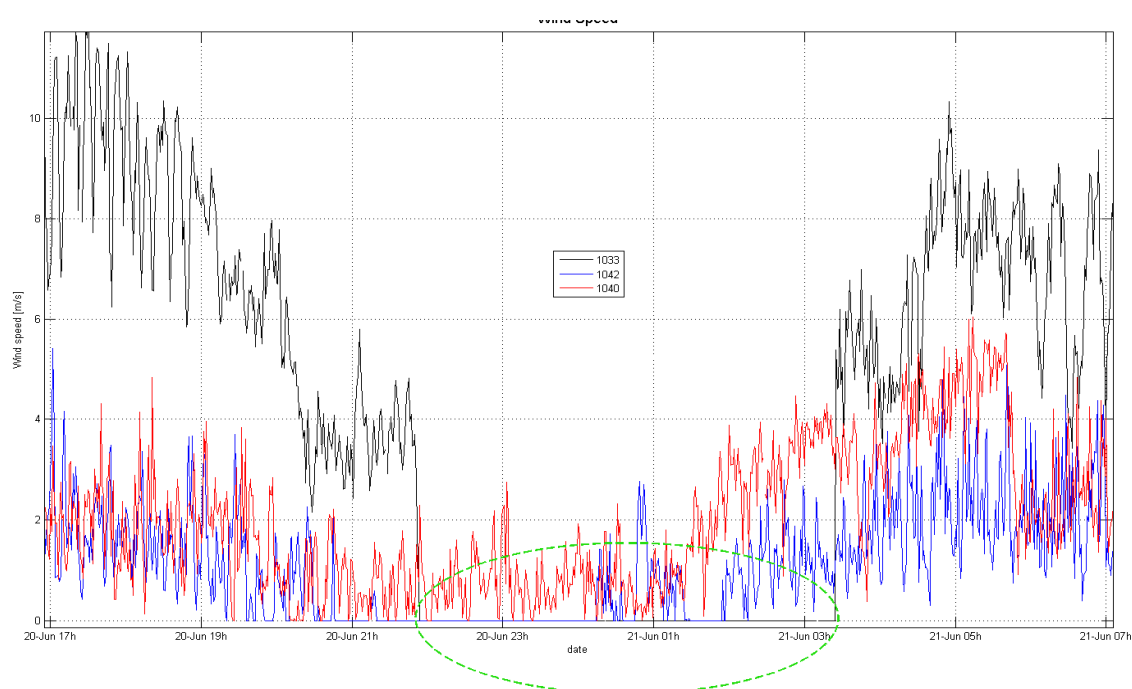
Sur l'histogramme de la *figure A.2*, nous pouvons voir les fréquences de vents selon leur direction. Nous pouvons facilement voir deux bosses qui correspondent aux directions de vents préférentielles à l'endroit de la station (correspondant aux vents ascendant et descendant de pentes). Deux autres pics isolés se détachent aux extrémités ; le premier à  $0^\circ$  provenant du fait que quand il n'y a pas de vent (vitesse = 0), il n'y a pas non plus de direction de vent, le deuxième un peu avant  $360^\circ$ . Ce deuxième pic démontre un problème d'échantillonnage des mesures lorsque le vent se situe proche de  $360^\circ$  (probablement lié au passage  $360^\circ$  vers  $0^\circ$ )



*Fig. A.2: Histogramme des vents selon leur direction montrant des erreurs de mesure proche de  $360^\circ$*

Les anémomètres à coupelles possèdent un certain frottement et une certaine inertie qui leur procure une mauvaise précision lors de faibles vents (par exemple mesurés comme étant nuls) et une réponse assez lente aux changements rapide de vents (par exemple ralentissement des coupelles plus lent que le vent). La *figure A.3* montre un exemple des conséquences liées aux frottements sur des mesures (courbe bleue) ainsi qu'une erreur de mesure du vent pendant plusieurs heures sur une autre station (courbe noire, dans l'intervalle situé dans le cercle vert traitillé) où le vent à été mesuré comme nul alors qu'il ne l'était de toute vraisemblance pas (vitesse juste avant d'environ 4m/s et après de 5-6m/s).

Sur une station, des rafales isolées et aléatoires de vents de l'ordre de 15 à 20 m/s parfois jusqu'à 30m/s ont été observées sur une station Sensorscope. Ces rafales isolées sont de toute évidence des erreurs de mesure. Heureusement, cela s'est produit uniquement durant les deux premières semaines de mesure. Une analyse plus approfondie a été menée sur toutes les autres stations et a montré que ce genre d'erreur se produit en moyenne une fois toutes les 100'000 mesures.



*Fig. A.3: Erreurs de mesure liées aux anémomètres à coupelles*

Compte tenu de l'environnement montagneux où sont installées les stations Sensorscope, ce dernier influence les mesures sans que cela ne soit rattaché à la précision des capteurs ou à des

erreurs comme nous l'avons vu plus haut. Prenons comme exemple simple la mesure du vent. L'anémomètre à coupelle est positionné dans un plan horizontal qui mesure principalement (voire exclusivement) la composante horizontale du vent. Si le vent suit la pente du terrain où est installée la station Sensorscope, il sera sous-estimé lors de la mesure. Par exemple, un vent mesuré de 5m/s à la station 1035 (pente de 38.3°) soufflerait en fait à environ 6.4 m/s.

En dehors de l'influence de l'environnement montagneux, une mauvaise installation des appareils de mesure peut influencer (notamment) le résultat. En guise d'exemple, regardons sur la *figure A.4* la conséquence sur les mesures de l'installation légèrement en biais d'un capteur de radiation solaire incidente. Le capteur de la station 1033 (en rouge) a été installé légèrement incliné vers l'est, surestimant les radiations le matin et les sous-estimant l'après-midi d'environ 50 W/m<sup>2</sup>.

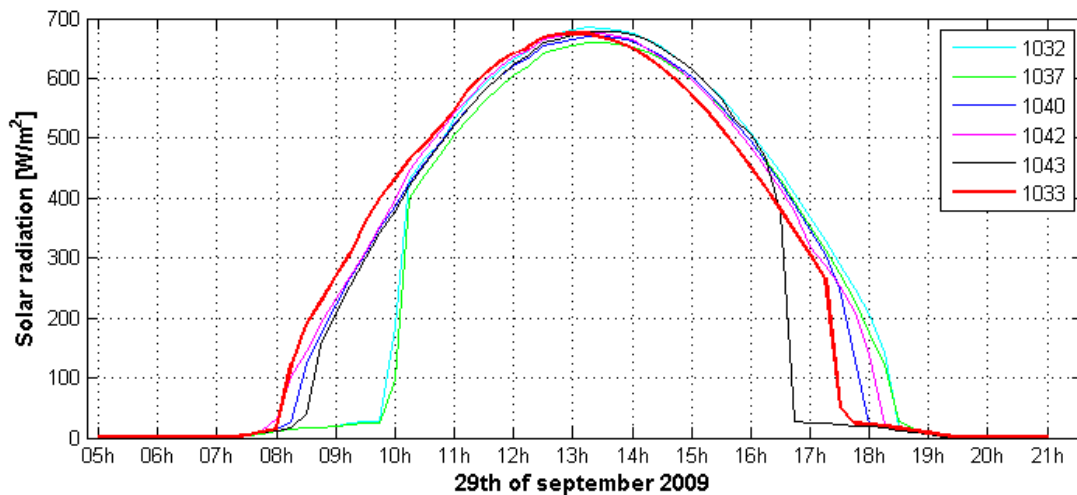


Fig. A.4: Exemple d'imprécision de mesure liées à une mauvaise installation d'un capteur (ligne rouge)

## 2. Calcul des différents paramètres contenus dans les modèles

La pente de la courbe de la pression de vapeur saturante par rapport à la température  $\Delta$  peut être calculée avec (Monteith, 2008)

$$\Delta = \frac{\lambda M_w es(T)}{1000 \cdot RT^2} \text{ [Pa K}^{-1}\text{]}$$

$M_w$  représente la masse moléculaire de l'eau (18.016 [g mol<sup>-1</sup>]),  $R$  la constante des gaz parfaits (8.31447 [J mol<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>]),  $T$  la température de l'air ([K]),  $es(T)$  la pression de vapeur à saturation à

la température de l'air  $T$  et  $\lambda$  la chaleur latente de vaporisation de l'eau. Cette dernière peut être approximée avec (d'après Monteith, 2008)

$$\lambda = 2.501 \cdot 10^6 - 2.4 \cdot 10^3 \cdot (T - 273.15) \text{ [J kg}^{-1}\text{]}$$

$es(T)$  peut être calculé avec l'équation empirique (Monteith, 2008)

$$es(T) = es(T_0) \cdot \exp\left(A \frac{(T - T_0)}{(T - T')}\right) \text{ [Pa]}$$

où  $es(T_0)$  est la pression de vapeur à saturation de référence (611 [Pa]),  $A$  un paramètre valant 17.27,  $T_0$  la température de référence (273 [K]) et  $T'$  valant 36 [K].  $es(T)$  est aussi utilisé pour calculer le déficit de saturation qui vaut simplement (De Bruin et Holtslag, 1982)

$$\delta e = es(T) - e \text{ [Pa]}$$

où  $e$  est la pression de vapeur dans l'air et peut être calculé à partir de l'humidité relative  $RH$  et de  $es(T)$  (Whiteman, 2000)

$$e = \frac{RH}{es(T)} \text{ [Pa]}$$

La constante psychrométrique  $\gamma$  est définie par (Arya, 2001)

$$\gamma = \frac{C_p P}{0.622 \lambda} \text{ [Pa K}^{-1}\text{]}$$

où  $C_p$  correspond à la chaleur massique (*specific heat*) de l'air à pression constante (1005 [J kg<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>], pour des températures de -50 à 40°C) et  $P$  est la pression atmosphérique. Enfin, la densité de l'air est définie par (Brutsaert, 2005)

$$\rho = \frac{P}{R_d T} \left(1 - \frac{0.378e}{P}\right) \text{ [kg m}^{-3}\text{]}$$

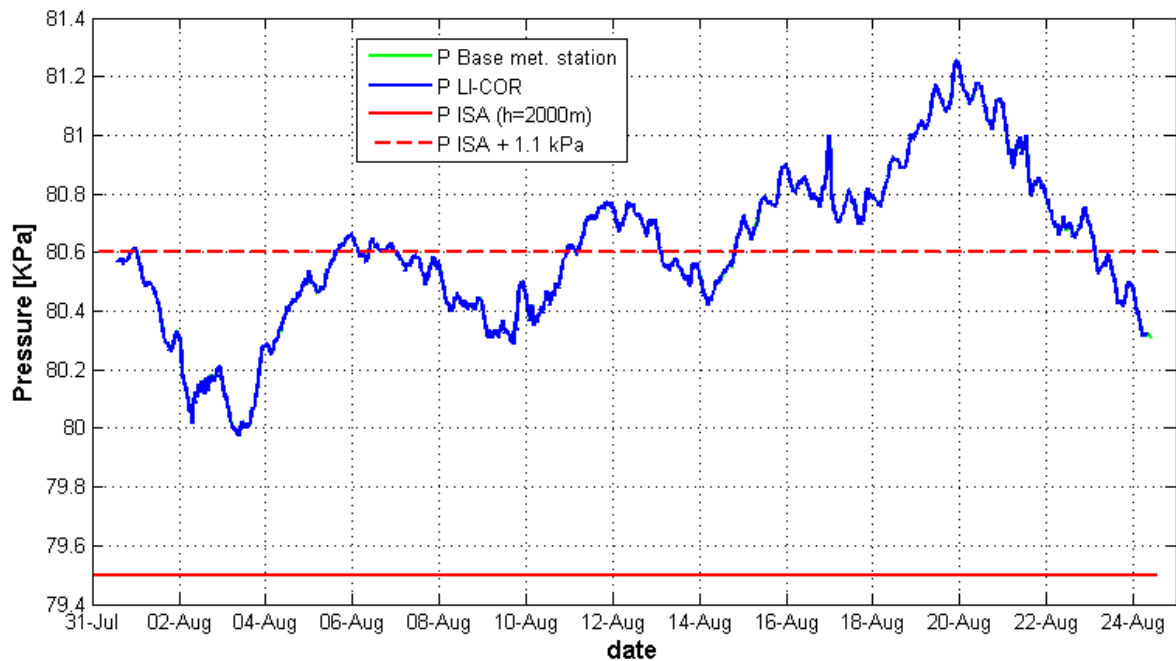
où la constante de gaz  $R_d$  vaut 287.04 [J kg<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>].

Si  $P$  n'est pas mesuré, il peut être estimé à l'aide de la formule du modèle de l'atmosphère type normalisée (ISA - *International Standard Atmosphere* 1976)

$$P = P_0 \left(1 - \frac{L \cdot h}{T_1}\right)^{\frac{g \cdot M}{R \cdot L}} \text{ [Pa]}$$

où  $P_0$  et  $T_I$  sont la pression atmosphérique standard et la température standard au niveau de la mer (101325 [Pa] et 288.15 [K]),  $L$  le taux de variation de la température avec l'altitude (0.0065 [K m<sup>-1</sup>]),  $h$  l'altitude ([m]),  $M$  la masse molaire de l'air sec (0.0289644 [kg mol<sup>-1</sup>]) et  $R$  la constante des gaz parfaits (8.31447 [J mol<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>]).

A La Fouly, seul la zone 4 contient des mesures de pression atmosphérique, mesurée par le LI-COR ainsi que la station météorologique de base. Les deux jeux de donnée ont été comparés et sont pratiquement identique, démontrant une très forte fiabilité des résultats. De même, la pression atmosphérique « statique » a été calculée à l'aide de la formule ci-dessus (modèle *ISA*) donnant une valeur de 79.5 kPa. Ce résultat sous-estime la pression réelle en moyenne de 1.1kPa environ sur la période analysée (*fig. A.5*). Nous avons donc décidé d'ajouter cette valeur au modèle *ISA* lorsque nous estimons la pression atmosphérique aux différentes stations Sensorscope.



*Fig. A.5: Comparaison des mesures de pression atmosphérique de la station météorologique de base (vert) et du LI-COR (bleu), ainsi que calculée par le modèle ISA (rouge) et en ajoutant 1.1kPa au modèle (trait tillé rouge)*